

RELATIONES ANNUAE INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVI JELENTÉSE

AZ 1989. ÉVRŐL



RELATIONES ANNUAE INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVI JELENTÉSE

AZ 1989. ÉVRŐL

ГОДОВОЙ ОТЧЕТ ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
ЗА 1989 Г.

RAPPORT ANNUEL DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
SUR L'ANNÉE 1989.

ANNUAL REPORT OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
OF 1989.

JAHRESBERICHT DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT
FÜR 1989.

MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET, BUDAPEST

1991 SZEPTEMBER

Szakreferens:

DR. NAGY ELEMÉR

Szakszerkesztő:

DR. DEÁK MARGIT

Fordították:

AKÁB LORÁND

DR. BÁCSKAY ERZSÉBET

DR. BÍRÓ KATALIN

DR. CSONTOS LÁSZLÓ

KISS ÁRPÁD

Ó. KOVÁCS LAJOS

DR. VETŐ ISTVÁN

Nyelvi lektor:

DR. VÉGH SÁNDOR

Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet

Felelős kiadó:

DR. HÁMOR GÉZA igazgató

HU ISSN: 0368-9751

Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában

Budapest, 1991. szeptember

Mb. műszaki vezető: DORNIZS LÁSZLÓ

Műszaki szerkesztő: ÁBRAHÁM JULIANNA

Tipográfus: METZKER SÁNDOR

A könyv formátuma B5, terjedelme 59,375 (A5) ív

Példányszám: 1000

Papír minősége: 115 g Hungaroart

Betűcsalád és -méret: Times, 9/10

Azonossági szám: 02056

TARTALOM – CONTENTS

HÁMOR G.: A földtani kutatás állami feladatai és a Magyar Állami Földtani Intézet kutatási koncepciói	7
Regionális kutatások	
BUDAI T.: Újabb adatok Felsőörs környékének geológiai felépítéséről	17
RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E.: Korai neogén törmelékes összlet a Som 1. sz. fúrásban	35
KÓKAY J.—HÁMOR T.—LANTOS M.—MÜLLER P.: A Berhida 3. sz. fúrás paleomágneses és földtani vizsgálata	45
JASKÓ S.—KROLOPP E.: Negyedidőszaki kéregmozgások és folyóvízi üledékfelhalmozódás a Duna-völgyben Paks és Mohács között	65
FRANYÓ F.: A zalai vízkutató fúrások földtani-vízföldtani értékelése	85
CSEH NÉMETH J.: Kontakt-metaszomatikus szkarnos réz- és polimetallikus érclelőhelytípus (Recsk)	113
Aktuálgeológia	
CSEERNY T.—FÖLDVÁRI M.—IKRÉNYI K.—NAGYNÉ BODOR E.—HAJÓS M.—SZUROMINÉ KORECZ A.—WOJNÁROVITS L.-NÉ: A balatonai üledékek földtani vizsgálata a Tó 24. sz. fúrás alapján	177
Paleontológia, biosztratigráfia	
GÓCZÁN F.—ORAVECZNÉ SCHEFFER A.—CSILLAG G.: Balatoncsicsó, Csukréti-árok cordevolei és juli képződményeinek biosztratigráfiai jellemzése	241
LÁSZLÓ J.: A spirematosperum wetzleri (Heer) Chandler magyarországi előfordulása	325
DOSZTÁLY L.: Triász korú Radiolariák a Balaton-felvidékről	333
CSONTOS L.—DOSZTÁLY L.—PELIKÁN P.: Radiolariák a Bükk-hegységből	357
CSONTOS L.—BÉRCZINÉ MAKK A.—THIEBAULT F.: Újabb Foraminifera-leletek a Déli-Bükkből	383
LESS GY.: A Bükk felső-oligocén kori nagy Foraminiferái	411
DÉTRE CS.: A bükk felső-perm Trilobiták phylogenetikai jelentősége	467
SOLT P.: Tengeri halmaradványok a Hasznos környéki felső-miocénből	473
GAUDANT J.: Prolebias hungaricus nov. sp. (Cyprinodontidae) új halfaj a szurdokpüspöki miocén diatomaföldből	490
KORDOS L.: A közép-európai felső-pleisztocén pocokfauna fejlődése és biosztratigráfiai értékelése	495
KORDOS L.—RINGER Á.: A magyarországi felső-pleisztocén Arvicolidae-sztratigráfiájának klimato- és archeosztratigráfiai korrelációja	523

Módszertan

HÁMOR T.—KOVÁCS L.: Törmelékes üledékes kőzetek pásztázó-elektronmikroszkópos vizsgálata	535
FÖLDVÁRI M.—ROZS M.: Számítógépes program agyagásvány-keverékek termoanalitikai mennyiségi meghatározására	567
Ó. KOVÁCS L.—VETŐ I.—HORVÁTH I.—ÓDOR L.: A metánkeletkezés és -migráció számítógépes modellezése	586
THAMÓNÉ BOZSÓ E.: A magyarországi kainozóos homokok és homokkővek nehézasvány-tartalmanak mennyiségi viszonyai	587
ÖRKÉNYINÉ BONDOR L.: U-asztalos plagioklász vizsgálatok márianosztrai dácit vulkanitokon	597
ÖRKÉNYINÉ BONDOR L.: Plagioklász U-asztalos mérések kiértékelési bizonytalanságai. 2. Ikertörvény-meghatározás	607

Régészet

BÁCSKAY E.: Régészeti kutatások földtani tanulságai magyarországi példákon	613
--	-----

Tudománytörténet, dokumentáció

KISS Á.: Robert Townson (1762—1822) angol utazó látogatása Magyarországon és bányászati-geológiai megfigyelései	623
KISS Á.: Egy XIX. századi angol utazó geológiai-bányászati jellegű megfigyelései az alsó-magyarországi bányavárosokban	631
SZENTIRMAI I.: Az Országos Földtani Adattár tudománytörténeti értékű kéziratok területi jelentései	641
ERDÉLYI G.-NÉ: Földtani szakirodalom-feldolgozás és témafigyelés az Országos Földtani Adattárban	659

* * *

G. HÁMOR: The national objectives of geological research and the pertinent conceptions of the Hungarian Geological Institute (Director's report on 1989)	11
--	----

Regional exploration

T. BUDAI: Contributions to the knowledge of the structural geology of Felsőörs, Balaton Upland	31
E. RÁLISCH-FELGENHAUER: An Early Neogene detrital sequence of borehole Som 1	44
J. KÓKAY—T. HÁMOR—M. LANTOS—P. MÜLLER: The paleomagnetic and geological study of borehole section Berhida 3	62
S. JASKÓ—E. KROLOPP: Quaternary crustal movements and fluvial sedimentation in the Danube valley between Paks and Mohács	83
F. FRANYÓ: Geological—hydrogeological lessons learned from water wells drilled in Zala country, SW Hungary	110
J. CSEH NÉMETH: A type of contact-metasomatic (skarn) copper- and polymetallic ore mineralization	164

Actual geology

T. CSERNY—M. FÖLDVÁRI—K. IKRÉNYI—E. NAGY-BODOR—M. HAJÓS—A. SZUROMI-KORECZ—E. WOJNÁROVITS-HRABKA: Geological investigations of the lacustrine sediments of Lake Balaton based on the borehole Tó 24	210
--	-----

Paleontology, biostratigraphy

F. GÓCZÁN—A. ORAVECZ-SCHEFFER—G. CSILLAG: The stratigraphic characterization of the Cordevolian and Julian formations of Csukréti ravine, Balatoncsicsó	255
J. LÁSZLÓ: Occurrences of Spirematospermum wetzleri (Heer) Chandler in Hungary	328
L. DOSZTÁLY: Triassic radiolarians from the Balaton Upland	342
L. CSONTOS—L. DOSZTÁLY—P. PELIKÁN: Radiolarians from the Bükk Mts.	375

L. CSONTOS—A. BÉRCZI—MAKK—F. THIEBAULT: Contributions to Foraminiferal fossils from the S part of the Bükk Mts	396
Gy. LESS: Upper Oligocene Larger Foraminifers of the Bükk Mountains	436
Cs. DETRE: The phylogenetic importance of Late Permian Trilobites from the Bükk Mountains	471
P. SOLT: Marine fish remains from the Upper Miocene in the vicinity of Hasznos	479
J. GAUDANT: <i>Prolebias hungaricus</i> nov. sp. une nouvelle espèce de poissons Cyprinodontidae des Diatomites Miocènes de Szurdokpüspöki (Comté de Nógrád, Hongrie)	481
L. KORDOS: Evolution and biostratigraphic ranging of the Late Pleistocene vole fauna in Central Europe	516
L. KORDOS—Á. RINGER: Climatostratigraphic and archeostratigraphic correlation of Arvicoli- dae stratigraphy of the Late Pleistocene in Hungary	533

Methodology

T. HÁMOR—L. KOVÁCS: A scanning electron microscopical study of some detrital sedimentary rocks	545
M. FÖLDVÁRI—M. ROZS: A computer program for the quantitative thermoanalytical determination of clay mineral mixtures	571
L. Ó. KOVÁCS—I. VETŐ—I. HORVÁTH—L. ÓDOR: Computer modelling for methane generation and migration	573
E. THAMÓ—BOZSÓ: The quantitative ratio of heavy minerals in the Cenozoic sands and sandstones in Hungary	594
L. ÖRKÉNYI—BONDOR: U-table measurement of dacite at Márianosztra	606
L. ÖRKÉNYI—BONDOR: Uncertainties in the evaluation of U-table measurements of plagioclase 2. Twin law determination	610

Archeology

E. BÁCSKAY: Some utilization possibilities of archeology for the geologist (Hungarian examples)	622
---	-----

History of science, documentation

Á. KISS: Robert Townson's (1762—1822) visit to Hungary and his mining-geological observations	629
Á. KISS: Geological-mining observations of a British traveller in the Lower Hungarian mining towns from the 19th century	639
I. SZENTIRMAI: Manuscript reports of science-historical value in the National Geological Database	657
E. ERDÉLYI: Processing of geological literature and subject monitoring in the National Geological Database	664

A FÖLDTANI KUTATÁS ÁLLAMI FELADATAI ÉS A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET KUTATÁSI KONCEPCIÓI

Bevezetés

Az állami földtani kutatás fogalmi körének, szervezeti kereteinek meghatározását, működési koncepciójának és fontosabb programjainak kialakítását a rendszerváltás teszi szükségessé. Jelen formában történő bemutatásukat *indokolja*, hogy

- a változó tulajdonviszonyok, új gazdasági működési formák és átalakuló szervezetek miatt az állami feladatokat át kell értékelni és újra kell fogalmazni,

- e feladatokat a fejlett országok tapasztalatainak figyelembevételével kialakított állami földtani szolgálat képes hatékonyan megvalósítani,

- szerencsés körülmény, hogy a földtani kutatás állami feladatai Magyarországon 1869 óta az e célra alapított Magyar Állami Földtani Intézetnél koncentráálódtak; párhuzamos akadémiai kutatóhálózat nélkül az Intézet ezeket teljes vertikumban hajtja végre, részben a szakterület egészét átfogó — 40—50 kutatóhelyre, tervező, kivitelező vállalatra kiterjedő — több évtizedes kapcsolatrendszer segítségével.

A programjavaslat *időszerűségét* a markánsan megjelent új társadalmi-gazdasági igények, az állami kincstári funkciók újbóli megjelenése, a költségvetés revíziója, a tárcahatáskörök változása, a kutatóintézeti profiltisztítás igénye egyaránt indokolja.

A programjavaslat a szűkebb szakterületen messze túlmutató jelentőségű; a társadalom és a gazdaság életét jelentősen befolyásoló hatása következtében az energiaellátás, az ásványi nyersanyagok termelése és felhasználása, a településfejlesztés, építésügy, vízgazdálkodás, mezőgazdaság, környezetvédelem, egészségügy területét közvetlenül; a külügy, kereskedelem, oktatásügy, szociálpolitika területét közvetve érinti.

Helyzetértékelés

Koncepciónk, programjaink kialakításakor a jelenlegi társadalmi, gazdasági folyamatok trendjét, a prognosztizálható igényeket, a szakterületi tényhelyzetet, a nemzetközi ismeretanyagot vettük figyelembe. E munka *célja* az állami hatáskörbe tartozó, földtani vonatkozású problémák áttekintése, az ebből következő állami földtani kutatási célok és részben feladatok meghatározása, (gyakran tárcaközi) megoldásának kidolgozása.

1. Az általános helyzetkép főbb elemei:

- a piacgazdaság körülményei között, a privatizációs folyamatban az állami kötelezettségek köre csökken (pl. bányák nyersanyag-ellátottságának biztosításában, „állami” nagyberuházásokban, állami támogatás mértékében, regionális problémák megoldásában),
- az állam érdekeltsége egyidejűleg növekszik a köztulajdon pontos felmérésében (ásványvagyon, természeti környezet összes elemei, koncesszióba adható értékek),
- az állam felelőssége növekszik a döntések jogi-szakmai megalapozásában (pl. törvényalkotás, szabályozás), az önkormányzatok hatáskörén kívüli országos — tehát országos áttekintést, egységes értékelést, egységes megoldást igénylő — kérdésekben (pl. regionális fejlesztés, környezetvédelem, katasztrófaelhárítás).

Ha mindezekhez hozzávesszük a (kül)piaci érdekeltséget, az országos (állami) rendzést igénylő problémákat (szennyeződés, hulladékelhelyezés, kemizálás problémái), a döntési mechanizmus változását, a minisztériumok hatáskörének csökkenését, a vállalati struktúrák átalakulását, akkor kézenfekvő a következtetés, hogy a körülhatároltabban, de intenzívebb módon megjelenő állami feladatokat az állam saját, felkészült, független és mértékadó szervezeteivel, intézményeivel tudja csak megoldani.

2. A helyzetkép általános elemei a földtudomány szakterületén:

- a szaktudomány fejlődése a globális érdekek miatt (energiaellátás, környezetvédelem stb.) világszerte rendkívülien gyors. Folytatódik az ismeretanyag széles körű megalapozása terepi, laboratóriumi vizsgálatok és a kamerális kiértékelés terén egyaránt. Ezen belül felgyorsult a speciális kutatási irányok, módszerek fejlesztése,
- a szakterület alapvető feladatai, szervezetei, módszerei nemzetközi szinten viszonylag egységesen kialakultak, ezek hazai viszonyokra adaptálhatók, egyedi hazai modell kidolgozására általában nincs szükség,
- a földtan ugyanakkor sajátos nemzeti tudomány; a konkrét problémák csak az adott ország területén oldhatók meg, a feladatmegoldás helyi ismeretanyagon alapul, amely külföldről nem adaptálható. Így hazai fejlődése — jelentős idő- és költségigénye ellenére — nemzeti érdek.

3. A helyzetképből adódó konkrét szakterületi megállapítások:

3.1. Működési kérdések

3.1.1. A földtan állami *szakhatósági* feladatköre (és annak tudományos megalapozásának szükségessége) várhatóan növekedni fog. Ez naprakész állapotú teljes adatrendszeret, kiértékelt ismeretanyagot és kiérlelt szakmai állásfoglalásokat igényel.

3.1.2. A földtani kutatás (beleértve a geofizikai, geokémiai, alkalmazott földtani kutatásokat) állami *koordinációját* alapvetően négy ok miatt szükséges javítani:

- földtani kutatást négy minisztérium (IKM, KTM, KHVM, MKM) és két további országos intézmény (KFH, MTA) végeztet,
- ezen belül az építésföldtani feladatok három minisztérium, egy országos szerv; a vízügyek két minisztérium és egy országos szerv között megosztottak,
- a tárcák közötti munkamegosztás továbbra is időszerű;
- a koncessziók alapjául szolgáló komplex földtani programcsomagokat országosan egységes adatrendszerek, szempontok és módszerek szerint kell összeállítani.

3.1.3. Az állami földtani kutatási és hatósági funkciókat korábban decentralizáltan gyakorolták az egyes minisztériumok és egyes állami nagyvállalatok (OKGT, MAT, MÉV, BEGY, OÉÁV, OFKfV, OVIKUV). Átszervezésük, illetve átalakulásuk következtében e feladatok (ásványvagyon-mérlegértékelés, dokumentumtárak stb.) átkerülnek erre jogosult állami szervezetek kezelésébe.

3.2. Kutatási koncepciók

3.2.1. Az *ásványi nyersanyagok* kutatásának célja továbbra is az ország 50% körüli hazai forrású nyersanyag-ellátottsági szintjének fenntartása a gazdaságosság határáig. A kutatás volumene várhatóan lecsökken — részben készletellátottsági, részben gazdaságossági okok miatt és anyagi erőforrások átmeneti hiányában. A továbbra is fenntartandó állami nyersanyagkutatás célja:

- a nyersanyagprognózisok továbbfejlesztése (készletnövelési lehetőségek, új lelőhelyek, ill. újfajta nyersanyagok kutatása a környezetgazdálkodás feltételrendszerében),
- a koncesszióba adáshoz szükséges ismeretanyag biztosítása,
- ismert készletek minőségelektív kutatása, különös tekintettel a gazdaságossági mutatók javítására,
- külföldi koncessziós területek felkutatása a nyersanyagimport feltételeinek javítása érdekében.

A nyersanyagok között ezen időszakban növekvő volumenű lehet a kisebb értékű nyersanyagok (építőipari, vegyesásványi anyagok) kutatása; esetleg új termelési, hasznosítási technológiák földtani alapjainak kidolgozása.

3.2.2. Az *alkalmazott földtani* kutatások volumene világszerte rohamosan emelkedik. A hazai — sorozatosan nyilvánosságra kerülő — vízügyi, építésföldtani, mérnökgeológiai, környezetvédelmi, agrogeológiai problémák megoldása iránti társadalmi igény egyértelmű; megoldásának finanszírozási kérdései jelenleg még tisztázatlanok. Szakmai szempontból egyértelmű, hogy a természeti környezet alkalmazott földtani szempontú ismeretessége nem kielégítő a méretarányból adódó felbontóképesség, a célvizsgálatok elégtelensége és az alapozó kutatások hiánya miatt. Ezt az elmaradt alapozó kutatások pótlásával, regionális céltérképezéssel, módszerfejlesztéssel lehet javítani. A kutatások eddigi, részben tüneti kezelésre irányuló, követő stratégiáját rendszeres és országos kutatások megelőző stratégiájával kell felváltani.

Ezeket az állam katasztrófa-megelőző kötelezettségei sorában, az állami földtani kutatások rangján, prognosztikus céllal kell végrehajtani.

3.2.3. Önmagában a fentebb felsoroltak is indokolták a *földtani alapkutatás* várható megerősítését. Ezt támasztja alá a tudomány hazai és nemzetközi fejlődési igénye és iránya általában; a földtan szakterületén pedig különösen az a tény, hogy ennek kiinduló alapja a földtani ismeretességi szint folyamatos emelése; az évszázados értékes adattömeg szintézisigénye; a megújuló technikai lehetőségek szakterületi kiaknázása. Nem lebecsülendő szempont az alapkutatás viszonylag alacsony költségigénye: egyetlen adott veszélyeshulladék-tároló ipari kutatásának költségigénye 200–300 millió Ft, megegyezően egy nagy kapacitású földtani alapkutatási intézet teljes évi költségével!

3.2.4. Új vonása a jelen helyzetnek, hogy az állami földtani kutatás iránti igény korábban egyértelműen *országos* szinten jelent meg, kutatási célok, módszerek, információ terén egyaránt. Az önkormányzati rendszer kialakulásával ez az igény *regionális* közigazgatási egységek, megyék, települések szintjén is megjelenik. Ez szakterületi vonatkozásban léptékváltást, módszerfejlesztést, a sokirányú hasznosítás lehetőségét magában foglaló kataszteri térképek, adatbankok, szintetizált területprognózis térképek és atlaszok gyorsított ütemű összeállítását, a szolgáltatási feladatok növekedését jelenti.

A Magyar Állami Földtani Intézet kutatási koncepciói

A helyzetértékelésre, az Intézet múltjára és jelenére, széles körű nemzetközi kitekin-
tésre és az intézeti törekvések ismeretére alapozva a MÁFI kutatási koncepciói jelenlegi megítélésünk szerint a következőkben foglalhatók össze:

1. A fentiekben körvonalazott állami kutatási feladatokat döntő mértékben a Magyar Állami Földtani Intézetnek kell végrehajtania. Ennek független, mértékadó, állami érdekű kivitelezése a vállalkozási szférától független, költségvetésből finanszírozott nonprofit intézménnyel valósítható meg.

Az Intézet e feladatok végrehajtására alkalmas; a koncepció- és szerkezetváltás feltételeivel és történelmi háttérével rendelkezik. Ezt bizonyítja 1869-ben kiadott alapítólevele, nagy múltú *hagyományai* (alapkutatási eredményei, regionális földtani felvételi rendszere, széles körű alkalmazott földtani tapasztalatai a nyersanyagkutatás, vízkutatás, építésföldtani—mérnökgeológiai kutatások terén, a világon első agrogeológiai osztályának létesítése 1906-ban), *infrastrukturális adottságai* (központi adattárak, térképtárak, gyűjtemények, laboratóriumi és távérzékelési műszerközpontok, számítógépi adatbázis, országos ásványvagyon-nyilvántartás, szerkesztőség, nyomda és kiadóhivatal) és végül, de nem utolsósorban anyagi, tárgyi és személyi vonatkozású *felkészültsége* (vizsgálati anyagok, kéziratok és publikált dokumentumok, többszornás nemzetközi információs rendszer, széles körű hazai és külföldi kutatási együttműködés; az egész országra kiterjedő területi földtani szolgálati rendszer; 200 — nagyrészt speciális irányokban képzett — kutató (ezek közül 88 minősített és 18 egyetemi oktató).

2. Az Intézetre háruló feladatok megoldásának alapvető feltétele a háttérrel biztosító *infrastruktúra* birtoklása és lehetőségek szerinti fejlesztése. Fenntartandók az Intézet területi földtani, informatikai szolgáltatásai, anyagvizsgálati és távérzékelési műszerközpontjai. Kiemelten fejlesztendő a számítástechnikai feladatok és a kiadási tevékenység — különös tekintettel a regionális igényekre és a „public relation” feladatokra. Új elemként jelennek meg a kétoldalú határ menti és a kiemelt nemzetközi kutatási programokban történő magyar részvétel feladatai.

3. Az Intézet alapvető prioritása az országos és regionális *földtani felvétel*. Ez az alap- és alkalmazott földtani kutatások, prognosztika, nyersanyagkutatás — általában minden szakmai tevékenység alapja és kiindulópontja, folyamatos és ciklikusan ismétlődő hosszú távú feladat. Alaptérképei, céltérképei, azok interpretált változatai és a kapcsolódó alapfűrés hálózata az ország területének korszerű földtani ismeretességét célozzák változatos méretarányban és felhasználási lehetőségek szerint.

4. A szaktudomány külföldi és hazai belső fejlődési törvényszerűségeiből, a kutatási ciklusok ismétlődéséből, az Intézet egyedi és országos jellegéből adódóan a tárgyidőszakban erősödő igényként és alapfeladatként jelenik meg a *földtani alapkutatás* megerősítése. A földtan klasszikus területén ez az alapozó ismeretanyag állandó növelését, az óriási adattömegek alapkutatási szintű kiértékelését; az ország szintézisekre alapozott földtani modelljének megalkotását jelenti. Nem elhanyagolható szempont a nagy költségigényű koncentrált nyersanyag-kutatási programok felváltása a nagyobb arányú szellemi ráfordítást igénylő szintetizáló munkákkal.

5. Az intézet tudományos kutatóintézeti státusa kötelezővé teszi, hogy a földtani kutatás lehetőleg minden területén alaptudományi mélységű, célkitűzésű, szemléletű és módszerű gyakorlatot alakítson ki. E téren kialakult koncepciónk és gyakorlatunk új és egyre hangsúlyozottabb eleme, hogy az *alkalmazott földtan* különböző területeinek (nyersanyagkutatás, hidrogeológia, agrogeológia, mérnökgeológia, környezetföldtan) *alapkutatási összefüggéseit* feltárja, hiányzó alapkutatási háttérét pótolja. A hiányok mértékét és a munka volumenét jelzi, hogy egy időben kell a felvételi munkát, országos áttekintést, egyes régiók speciális problémáinak megoldását végrehajtani és az alapkutatási értékelést megkezdeni. Ezt esettanulmányok sorával, terepi modellkísérletekkel, módszertan kialakításával, mintaterületek feldolgozásával, monitoring rendszerek üzemeltetésével próbáljuk elősegíteni. Döntő elemei ezen elhatározásunknak:

— az Intézet e problémákat időben felismerte, jelentős előzmények birtokában van — kivéve a környezeti földtan kérdéseit — a részletes, hálózatos építésföldtani térképezés, agrogeológiai modellterületek, mélységi és talajvíz-monitoring, földtani anyagvizsgálat terén,

— kizárólag az Intézet lehetősége, hogy a kutatásokat e földtani környezet természetes építőköveire (a litosztratigráfiai formációkra) alapozva, azok részletességi szintjéig hajtsa végre,

— megalapozott véleményük, hogy ezzel nemzetközi szintű lépéselőnyt is tudunk elérni előzményeink és az ország területének modelljellege miatt is,

— az Intézet kapacitásának jelentős részét az alkalmazott földtani kutatások fent említett programjai megvalósítására kell átcsoportosítanunk.

6. A *nyersanyagkutatás* állami feladatai tárgyidőszakban erősen lecsökkentek. Az állami célkitűzések és az Intézet lehetőségei figyelembevételével három feladatot látunk maunk előtt:

6.1. A nyersanyag-képződési környezetek, genetikai törvényszerűségek alapkutatási szintű és módszerű vizsgálata.

6.2. Az ásványi nyersanyag-*prognózisok* és a komplex területprognózisok továbbfejlesztése, különös tekintettel a nyersanyagok minőségére, a területek hasznosításának természeti, környezeti, közgazdasági, környezetvédelmi szempontjaira és azok összevethető értékelésére.

6.3. Igények szerinti *távlati* nyersanyagkutatás, ezen belül különösen a nyersanyagként ma még nem használatos természetes ásványi anyagok, képződmények, ipari, építőipari, mezőgazdasági, környezetvédelmi vagy más célú hasznosításának kutatása.

7. A felsorolt szaktudományi kutatási koncepciók peremfeltételei közül nyomatékosan kiemeljük

— az állami költségvetési háttér biztosítását (nem kizárva, de maximálisan 10–15%-ra becsülve az érdekelt nemzeti részvénytársaságok [NORT stb.] esetleges külső megrendeléseit és megbízásos vagy koncessziós jellegű külföldi munkavégzés lehetőségét sem),

— az Intézet jelenlegi komplexitásának megőrzését (konvertálható ismeretekkel rendelkező, széles szakmai spektrumú kutatói együttes; az optimális teljesítményt lehetővé tevő kiegészítő tevékenység, és az infrastrukturális háttér egységében),

— az alap- és alkalmazott földtani kutatás működő vertikumának továbbfejlesztését,

— a pénzügyi ráfordítások aktuális arányait 30%-ban az alapvető működési feltételek biztosítására, 25%-ban regionális földtani felvételekre, 20%-ban alkalmazott földtani feladatok, 15%-ban alapkutatási és 10%-ban nyersanyag-kutatási feladatok végrehajtására javasoljuk.

DR. HÁMOR GÉZA
igazgató

THE NATIONAL OBJECTIVES OF GEOLOGICAL RESEARCH AND THE PERTINENT CONCEPTIONS OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE

Introduction

It is the change of the political system in Hungary that necessitates to re-define the purpose and scope of the state-supported geological research and to work out its pro-

grammes of greater importance. Their presentation in this form is justified by the following reasons:

- There is a need to re-evaluate and repeatedly work out each pertaining national objective, due to the change in ownership conditions, the new forms of economic operation and the transformation of organizations;

- It is only a state geological service developed upon the experience gathered together in developed countries, which is able to carry out these tasks efficiently;

- Fortunately, since 1869 the state objectives for geological research in Hungary have been concentrated in the Hungarian Geological Institute founded for this very purpose. These duties have been attended by the Hungarian Geological Institute without a parallel research network of the Academy of Sciences in full vertical range, partly by the help of a several decades' system of relations covering the entire field of geology, with the involvement of 40 to 50 research stations, and companies for designing or execution.

The timeliness of the proposal for a programme is justified by the markedly new social-economic demands, the re-appearance of the Treasury functions, the revision of budget, the change in the authority of each portfolios, and the demand for a clearing of work profiles of the research institutes alike.

The proposal for a programme is of great importance, far beyond the sphere of the restricted field of geology. Owing to its significant influence on social and economic life, it directly concerns power supply, the exploitation and utilization of mineral resources, the urban development, moreover construction, water management, agriculture, environmental protection and public health, whereas the fields of foreign affairs, trade, education and social politics are involved indirectly.

An evaluation of the present situation

For working out our conceptions and programmes, the tendency of the actual social and economic processes, the previsible demands, the actual situation of geology, as well as the international experiences have been taken into consideration. The aim of this paper is to give a review of geology-related problems belonging to the authority of state, and to specify goals and partly duties of geological research on a national level, and to work out solutions to them, not rarely in an inter-departmental way of execution.

1. Principal elements of the *general state of affairs*:

- In the sphere of activities formerly required exclusively by the state (e.g. the provision of mineral reserves for the mines, the execution of major „state” investments, the solution of regional problems) there is a decreasing trend of state participation experienced under the market-economical conditions that are being introduced;

- The state keeps becoming more interested in a precise appraisal of the public property (mineral resources, all components of the natural environment, values that can be given into concession);

- The state has an increased responsibility in establishing legal and technical foundation for decision-making (legislation and regulation, etc), as well as in regard to problems that are beyond the sphere of authority of any local administration and require a nation-wide, uniform evaluation and solution (regional development, environmental protection, protection against natural hazard etc.).

Adding the interests in foreign market, the problems needing the intervention of the state for solution (concerning e.g. contamination, waste disposal, excess of chemicals), the change in the mechanism of decision-making, the reduced authorization of each ministry,

and the transformation of the organizational structures of the companies, the obvious conclusion to have been drawn is that the Treasury will be bound to carry out its reduced but more intensive operations as dealing only with its own skilled, independent and competent organizations and institutions.

2. Generalities in the field of *geoscience*:

— Due to global interests (power supply, environmental protection etc.) the field of geology develops worldwide at an extremely high rate. The wideranging acquisition of materials of knowledge through laboratory tests and subsequent evaluations is advancing with quick steps. Within this, the development of special directions and methods of reasearch has been accelerated;

— The essential objectives, organizations and techniques of geology are relatively uniform on an international scale and can be adapted to our national conditions. Generally, there is no need to work out a special „domestic” model;

— However, geology represents a particular national science to the effect that each concrete problem can be solved only in the territory of the country concerned. The solution to a local problem is to be based on local knowledge that cannot be adapted from abroad. Therefore, despite the fact that it consumes much time and money, the development of geoscience in the country is of national interest.

3. Conclusions drawn from the statements of above

3.1. Questions of operation

3.1.1. The scope of duties of a geological state authority (including the necessity for their scientific foundation) is expected to be widened, needing updated, complete data systems, profound knowledge and well-established professional standpoints.

3.1.2. The state co-ordination of geological research (including geophysical, geochemical and applied geological research) should be improved essentially for four reasons which are as follows:

— It is four ministries and two other national institutions which are demanding geological research to be done;

— Within this, the engineering-geological tasks are distributed between three ministries and a national organ, whereas affairs of water management are shared by two ministries and a national organ;

— The division of labour between portfolios remains timely further on;

— The complex geological programme packages providing a basis for concessions should be compiled in accordance with data systems, aspects and techniques that are uniform on a national scale.

3.1.3. Formerly the functions of state geological research and authority were exercised in a decentralized way by each ministry and state company. Due to their re-organization or transformation these duties (the compilation of mineral reserves balance, data collections etc.) will be handed over to the competent state organizations.

3.2. Research conceptions

3.2.1. The aim of the search for mineral deposits is invariably to secure about 50% of the demand in minerals of the country from national sources as far as it is still economic. The volume of this work is expected to decrease due partly to the actual level of necessities for raw materials and partly to reasons associated with rentability and to some possible timely shortage of financial resources. The aims of work to be carried out by the state also in the future are:

— A further development of mineral resources forecast (the prediction of potential mineral reserves, including additional kinds of mineral deposits, taking into account the prescriptions of environment management);

- The collection and storage of documents necessary for granting concessions;
- Selective-to-grade explorations of known deposits with particular regard to the improvement of indices of rentability;
- The selection of concessional areas abroad in order to improve conditions for the importation of mineral raw materials.

During this period the prospecting for resources of less precious raw materials (those for construction and nonmetallic minerals) might be increased, possibly together with contributions to the improvement of mining and beneficiation technologies for these materials.

3.2.2 The volume of research in applied geology has a rapidly increasing tendency all over the world. The social demand on finding solution to inland problems — coming into the open in series — associated with water management, engineering geology, environmental protection and agrogeology is clear but the issues concerning its financing are still unsolved. From a geological point of view there is no doubt that the level of knowledge corresponding to the scale given of the natural environment is not sufficient, and a well-planned strategy of systematic and country-wide research should be introduced instead of an "ad hoc", partly symptomatic fulfilment of tasks. This situation should be improved by supplementing the missing basic research, and by carrying out regional subjectmapping with the improvement of the pertinent methods. They have to be done as duties of the state concerning the prevention of catastrophes, at the rank of state geological research, and enabling us to elaborate the requirable predictions for this purpose.

3.2.3. Owing to those listed before it is justified to expect that the geological basic research will be reinforced. This is backed up generally by the national and international demand and the development trend of science. With particular regard to geology, its original programme includes the continuous development of geological understanding, with a continuous synthesis of the enormous mass of data collected from as long as a century and with the continuous use of technical of achievements administering new research facilities. Another aspect of importance is the relatively low costs of fundamental research. This can be demonstrated by the fact that the industrial research needed by the location of a single disposal site for the storage of dangerous wastes costs 200 to 300 million HUF equalling the total annual costs of a high-capacity institute for fundamental geological research!

3.2.4. The present-day situation has a new feature, namely, that the requirement in state geological research appeared formerly clearly on national scale, in regard to research goals, methods and information alike. As a result of the establishment of the self-government system, this requirement will also appear at the level of the regional units of public administration. For us, this means an increasing need for multiplex cadastral maps, data banks, areal forecast maps and atlases offering the opportunity for a wide range of application, involving also an increase in service duties.

Research conceptions of the Hungarian Geological Institute

Based upon an evaluation of the present situation, the past and present of the Hungarian Geological Institute and the awareness of goals and efforts of the Institute now we deem that the following summary can be given for the research conceptions of the Hungarian Geological Institute:

1. The Hungarian Geological Institute is responsible for the completion of the major part of state research objectives outlined before. Its independent, competent implementation taking national interests into consideration can be achieved by a budget-financed nonprofit institute that is independent of ventures.

Providing the conditions and the historical background for the change in conception and structure, the Hungarian Geological Institute is suitable for the fulfilment of the above-mentioned objectives. On behalf of the Hungarian Geological Institute this is evidenced by its Deed of Foundation issued in 1869, and by its traditions looking back to a long time (including the results achieved in basic research, regional geological survey and in applied geology dealing with mineral prospecting, water explorations and engineering-geological work). Our agrogeological department was the first in the world to be set up in 1906, our infrastructural capacities include central data base units, map depositories, collections, laboratory and remote sensing centers, computerized data base, national registration of mineral resources, editing office, printing office, publishing department. The objective and personal capacities are supported by lots of materials tested, manuscript and published documents and multichannel international information system. We are able to deal with a co-operation in research with our national and international partners and our Regional Geological Service System covers the whole country, counting with a total of 200 expert assistants, most of them involved in special fields of knowledge (among them with 88 postgraduated experts and 18 professors).

2. The essential condition of solving the tasks imposed on the Hungarian Geological Institute is to have an infrastructure providing background, including its further development if possible. The regional geological, and informatical services and remote sensing centres of the Hungarian Geological Institute are to be maintained further on. Stress should be laid upon the development of computer-based tasks and publishing, with particular regard to the "public relation" tasks. Tasks associated with the involvement of Hungary in bilateral programmes covering the areas lying along the national borders, and some highlighted international research programmes appear as new elements.

3. The national and regional geological surveying is a fundamental priority of the Institute. This priority that is generally the basis and starting point of all professional activities including basic and applied geological research, forecast and mineral prospecting, represents a continuous long-range, cyclically repetitive objective. Its base maps, subject maps including their interpreted versions and the related key borehole network are intended to ensure an up-to-date geological knowledge of the national territory, on different scales and in accordance with the range of applications.

4. The general development of geosciences, to repetition of research cycles, and the particular national character of the Institute are the principal influencing factors in the reinforcement of basic geological research. In the classic field of geology this means the permanent increase of fundamental knowledge, the evaluation of the enormous mass of data at the level of fundamental research, and the development of a geological model of the country based on synthesis. Another important point of view is to replace the expensive, concentrated mineral prospecting programmes with synthesizing activities requiring greater intellectual devotion.

5. Being a scientific research institute, the Hungarian Geological Institute is obliged to deepen its knowledge of basic sciences which are instrumental in carrying out tasks in every possible field of geological research. A new and more and more highlighted element of our conceptions and practice established in this field is the fact that it reveals the fundamental research relationships of various fields of applied geology (mineral resources prospecting, hydrogeology, agrogeology, engineering geology, environmental geology) and provides its missing fundamental research background. The degree of deficiencies and the volume of work are indicated by the fact that it is necessary attend simultaneously jobs of mapping, country-wide revision and the solution of regional problems together with the re-valuation of basic research. Efforts have been made to promote it by using a number of

case studies, field model experiments, methodological development, and by the introduction of monitoring systems. Major elements of this decision of ours are as follows:

- Having recognized these problems in due time, the Hungarian Geological Institute has important preliminaries — except for the topics of environmental geology — in the fields of detailed engineering-geological mapping according to quadrangles, selection of agrogeological model areas, subsurface water monitoring, geological laboratory testing and analyses;

- The Institute has the exclusive opportunity to carry out these investigations focused on the rocks constituting the geological make up of any region (lithostratigraphic formations);

- We deem that this would allow us to get ahead of the international level, owing to our preliminaries and to the model character of the territory of our country;

- A major part of capacity of the Hungarian Geological Institute have to be grouped in order to implement the above-mentioned programmes of applied geological research.

6. During the period concerned the national tasks of mineral prospecting were largely decreased. In regard to the national goals and the opportunities of the Hungarian Geological Institute we deem that there are three tasks we have to cope with. They are as follows:

6.1. The study of mineralized zones with their genetics at the level and with the methods of the basic research;

6.2. The improvement of mineral resources forecasts and complex areal forecasts, with particular regard to the grade of mineral deposits, the natural, environmental, economic and environment-protectional aspects of utilization of each area concerned, and to their comparative evaluation.

6.3. Research for predictable mineral deposits upon request, mainly for those not yet taken for raw mineral materials but might be used by the industry, or in constructional, agricultural land use, environmental protection etc.

7. Of the preconditions of the listed conceptions of geological research the following ones are highlighted:

- We are to have a financial background by the state budget (not excluding but estimating a maximum of 10 to 15% of the possible value of orders put by the interested national shareholding companies [NORT etc.]) and not omitting the possibility working abroad on the basis of commissions or concessions;

- To preserve the present complexity of the Hungarian Geological Institute (prospectors) with convertible knowledge and wide professional spectrum; in the unity of supplementary activities enabling them to count with an infrastructural background necessary for the optimum performance in professional work;

- The further development of the operative vertical structure of basic and applied geological research;

- The recommended actual ratios of financial expenditures are as follows: 30% — to provide the essential conditions of operation, 25% — for regional geological surveying, 20% — for applied geological tasks, 15% — for basic research and 10% — as shared by the search for mineral resources.

DR. G. HÁMOR
Director

ÚJABB ADATOK FELSŐÖRS KÖRNYÉKÉNEK GEOLÓGIAI FELÉPÍTÉSÉRŐL

BUDAI TAMÁS

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 551.43:551.761 (234.373.1)

T á r g y s z a v a k : triász, litosztratigráfia, kronosztratigráfia, litofácies, szerkezeti földtan, Balaton-felvidék

A Balaton-felvidéken jelenleg folyó földtani térképezés során Felsőörs tágabb környékére vonatkozóan több rétegtani és tektonikai felismerés született. Ezek bizonyos vonatkozásban új megvilágításba helyezik a terület geológiai felépítéséről korábban kialakult képet. A szerző szerint az új eredmények közül kiemelkedők

a rétegtanban

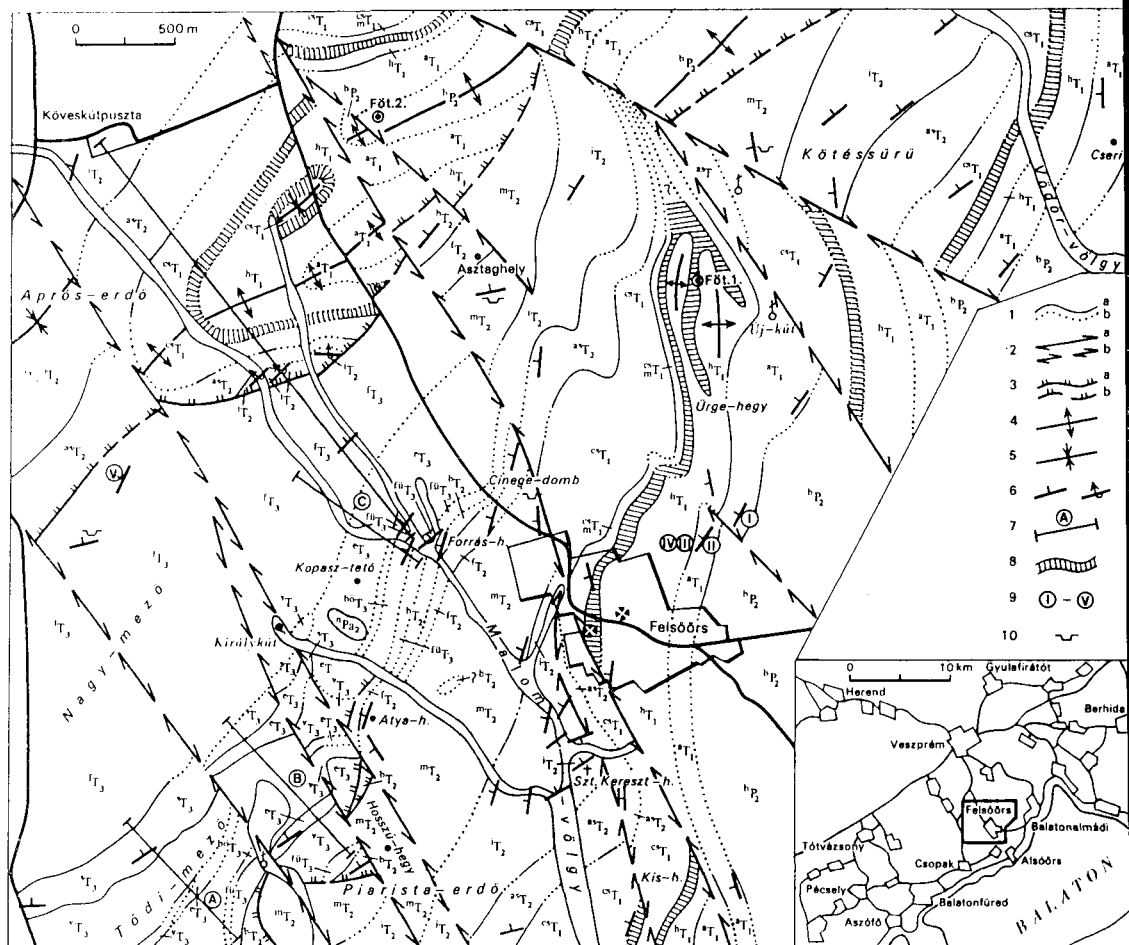
- az alsó-triász rétegsor korábbinál részletesebb felosztása és térképi ábrázolása;
- a különböző felső-triász formációknál (Füredi Mészkő, Veszprémi Márga; Sándorhegyi Mészkő) jelentkező laterális dolomitosodási tendencia térképi rögzítése;

a tektonikában

- a hosszanti (litéri áttolódás és a hozzá kapcsolódó gyúrt szerkezetek), valamint a harántirányú tektonikai elemek (horizontális elmozdulások és ezekhez kapcsolódó gyúrt szerkezetek, diaklázisok) egymáshoz való viszonyának értelmezése és új horizontális elmozdulások kimutatása.

Előzmények

A Balaton-felvidék klasszikus regionális földtani feldolgozásai mellett (Böckh J. 1874, Lóczy L. 1913) több olyan részletező jellegű rétegtani (Róth L. 1872, Stürzenbaum J. 1875, Szabó I. et al. 1980, valamint Kovács S. et al. 1990) és tektonikai tárgyú munka (Teleki G. 1941, Erdélyi Fazekas J. 1943) született a területről, amelyek alapján még a Balaton-felvidék viszonylatában is igen részletes kép alakítható ki Felsőörs környékének geológiai felépítéséről. Ennek ellenére sikerült néhány részlettel kiegészíteni a környékről szerzett földtani ismereteket a Középhegységi osztályon jelenleg folyó térképezési program során (1. ábra). Ez részben a korábbiaknál nagyobb felbontású 1:10 000 méretarányú felvételezésnek, részben a rendelkezésre álló térképező fúrásoknak köszönhető.



1. ábra. Felsőörs környékének tektonikai térképe
(szerkesztette BUDAI T. 1986–89. évi felvétele alapján)

1. Képződményhatár: a=észlelt, b=feltételezett, 2. horizontális elmozdulás: a=megállapított, b=feltételezett, 3. feltolódás: a=megállapított, b=feltételezett, 4. antiklinális tengely, 5. szinklinális tengely, 6. rétegdőlés, 7. szelvények, 8. Hidegkúti Dolomit Tagozat, 9. feltárások, 10. kőfejtő. *Felső-pannoniai*: $^{Pa}_2$ =Nagyvázsonyi Mészakő Formáció. *Felső-triász*: $^{T}_3$ =Fődolomit F., $^{T}_2$ =Sándorhegyi Mészakő F., $^{T}_1$ =Edericsi F., $^{T}_3$ =Veszprémi Márga F., $^{bT}_3$ =Budaörsi Dolomit F., $^{fT}_3$ =Füredi Mészakő F. *Középső-triász*: $^{M}_2$ =Buchensteini F., $^{T}_2$ =Felsőörsi Mészakő F., $^{M}_2$ =Megyehegyi Dolomit F., $^{T}_2$ =Iszkahegyi Mészakő F., $^{As}_2$ =Aszfődi Dolomit F. *Alsó-triász*: $^{C}_1$ =Csopak Márga F., $^{C}_1$ =vékony réteges, crinoideás mészakő (Csopak Márga F., alsó tagozat), $^{H}_1$ =Hidegkúti F. (Zánka Homokkő T.), $^{A}_1$ =Arácsi és Köveskál F. (Nádaskúti Dolomit T.). *Felső-perm*: $^{B}_2$ =Balatonfelvidéki Homokkő F.

Fig. 1. A tectonic map of the environs of Felsőörs (compiled by T. BUDAI on the basis of his survey carried out between 1986 and 1989)

1. Boundary of formation: a=detected, b=presumed, 2. horizontal displacement: a=detected, b=presumed, 3. reverse fault: a=detected, b=presumed, 4. anticlinal axis, 5. synclinal axis, 6. dipping, 7. profiles, 8. Hidegkúti Dolomite Member, 9. exposures, 10. quarry, *Upper Pannonian*: $^{Pa}_2$ =Nagyvázsony Limestone Formation. *Upper Triassic*: $^{T}_3$ =Hauptdolomit Formation, $^{T}_3$ =Sándorhegy Limestone Formation, $^{T}_2$ =Edericsi Formation, $^{T}_3$ =Veszprém Marl Formation, $^{bT}_3$ =Budaörs Dolomite Formation, $^{fT}_3$ =Füred Limestone Formation, *Middle Triassic*: $^{M}_2$ =Buchenstein Formation, $^{T}_2$ =Felsőörs Limestone Formation, $^{M}_2$ =Megyehegy Dolomite Formation, $^{T}_2$ =Iszkahegy Limestone Formation, $^{As}_2$ =Aszfő Dolomite Formation, *Lower Triassic*: $^{C}_1$ =Csopak Marl Formation, $^{C}_1$ =thin-bedded, crinoidal limestone (lower member, Csopak Marl Formation), $^{H}_1$ =Hidegkúti Formation (Zánka Sandstone Member), $^{A}_1$ =Arács and Köveskál Formations (Nádaskúti Dolomite Member), *Upper Permian*: $^{B}_2$ =Balaton Highland Sandstone Formation

Rétegtan

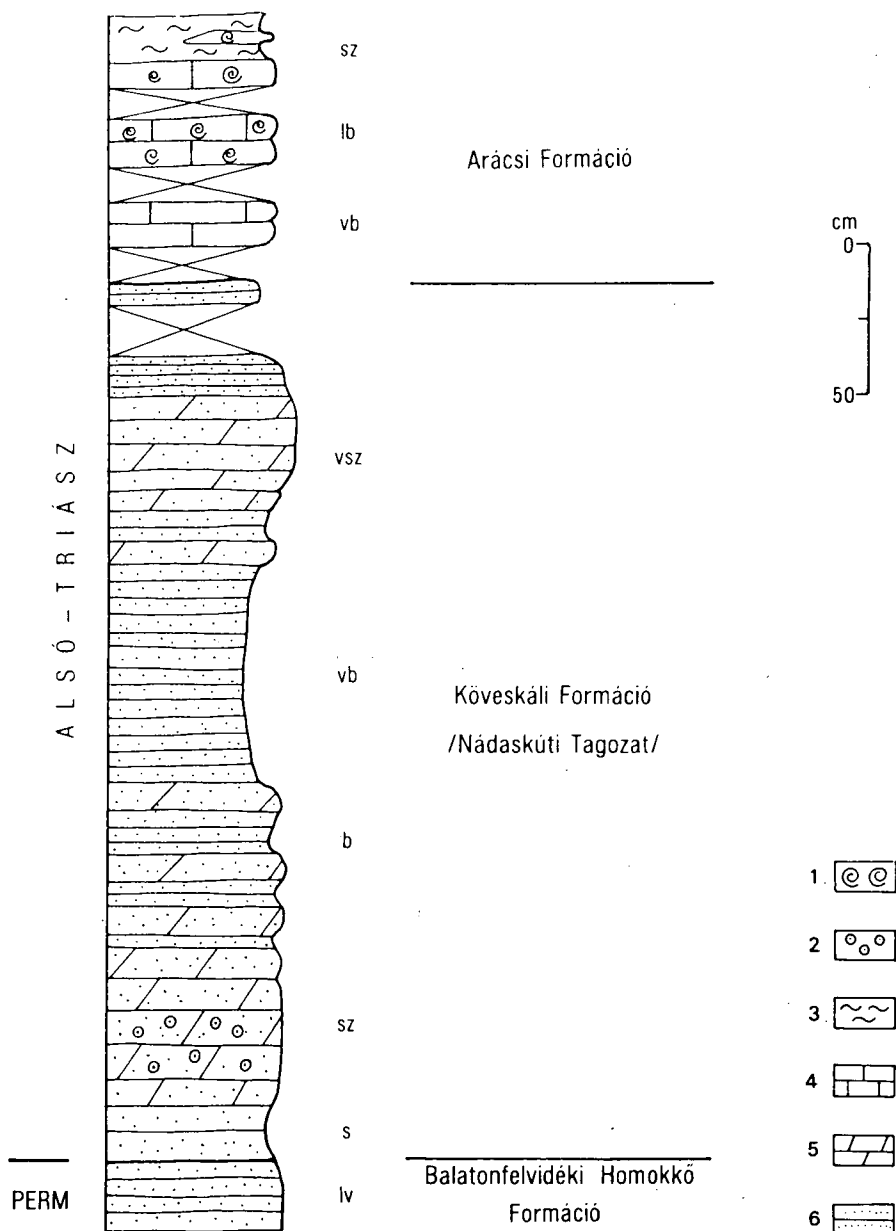
A Balaton-felvidék triász rétegsora nemcsak térképezési alapegységekre (formációkra), hanem a fejlődéstörténet egyes szakaszait jobban tükröző, magasabb rangú litosztratigráfiai egységekre (formációcsoportokra) is felosztható. Utóbbiakon belül azok a formációk foghatók össze, amelyek egymással litológiai, genetikai és ősföldrajzi rokonságot mutatnak. Az alábbi rétegtani ismertetés ilyen keretbe történő ágyazásának részben az is a célja, hogy némileg pótolja a dolgozatból hiányzó fejlődéstörténeti értékelést. A Triász Albizottság eddig még nem foglalt állást a formációcsoportok bevezetésére tett javaslatunk tárgyában, ezért az alábbiakban nem hivatalos, kronosztratigráfiai elnevezéseket fogok használni, zárójelbe téve az ajánlott, illetve szinonim neveket.

Alsó-triász sekélytengeri törmelékes formációk csoportja („Werfeni Formációcsoport”)

Felsőörs környékének legidősebb földtani képződménye a Balatonfelvidéki Homokkő Formáció (1. ábra), amely a falutól D-re levő Kis-hegyen, a Kötéssűrűtől D–DK-re és a Cseri-hegyen, valamint a felsőörsi és az ürge-hegyi szőlőkben bukkan felszínre (utóbbi két előfordulását a korábbi térképek egyike sem ábrázolja). A lilászvörös, oligomikt, jól cementált, pados-vastaglemezes homokkő szemcsemérete és rétegvastagsága a fedő felé csökkenő tendenciát mutat, amelyre látható diszkordancia nélkül következik az alsó-triász világosszürke homokkő és dolomit (2. ábra). Hasonló rétegsor tanulmányozható a Cseri-hegy csúcsától D-re, valamint a Felső-hegyről a Kötéssűrű felé vezető út mentén, ahol a vörös homokkőre szürke, ooidos, homokos dolomit települ. Ezen vékonyréteges homokkő, majd kompakt dolomit fekszik (az utóbbi gazdag kagylófaunát tartalmaz).

A Köveskáli Formáció Nádaskúti Dolomit Tagozata a fedő felé fokozatosan megy át az Arácsi Márga Formációba (3. ábra), amely márga, mészmárga, mészkő váltakozásából épül fel. A márga általában szürke, gyakran zöldes árnyalatú, egyes szintekben vöröses tónusú, aleuritos. Gyakran bioturbált, féregjáratos, mikrogumós, az Újkúti-dűlőben telepített Felsőörs Főt. 1. sz. fúrásban több szintben keresztrétegzett (3. ábra). A felsőörsi szőlőhegyen levő régi házalapban (4. ábra, feltárás) és a Cseri-hegyen nagy számban gyűjthető *Claraia clara* és *C. aurita*. Az előbbi feltárás igazi érdekessége azonban az onnan előkerült *Bellerophon vaceki* (LENNER K., 1989). A márgában közbetelepülő mészkő többnyire barnásszürke, „rozsdafoltos” csigaoolit, amelyben az uralkodó apró csigák mellett kagyló- és Echinodermata-töredékek is előfordulnak. A mészkő nemcsak réteg szerint közbetelepülve, hanem iszapfoszlányként is megjelenik a márgában, ugyanakkor a csigaoolit-rétegekben is előfordulnak márgalencsék (4. ábra).

Az Arácsi Márga és a fedő Hidegkúti Formáció közötti átmeneti rétegsort jól lehetett tanulmányozni a felsőörsi szőlőhegyen ásott egyik házalapban, ahol a Hidegkúti Formáció „fedőjében” — egy gyűrt szerkezet jóvoltából — visszatér az Arácsi Formáció (4. ábra). A Hidegkúti Formáció alsó tagozatát uralkodóan vöröses vagy lilásszürke, alárendeltebben szürke-zöldesszürke aleurolit és finom szemcséjű homokkő alkotja, amelyben vörösesbarna, „csigaoolit”-fáciesű mészkőrétegek települnek (Zánkai Tagozat). A Főt. 1. sz. fúrásban a párhuzamosan laminált aleurolitban a vörös és a szürke lemezek váltakozása figyelhető meg, emellett gyakori a sík keresztrétegzettség és a karbonátosabb szakaszokon a „mikroflázeres”, illetve „mikrogumós” szerkezet is (3. ábra). Elsősorban a réteglapokon figyelhetők jól meg a bioturbáció eredményeként létrejött hieroglifás szerkezetek, valamint az ugyancsak jellegzetes hullámfodrok és a rossz megtartású kagylókőbelek, -lenyomatok. A formáció felső tagozatát jellegzetes litológiájú képződmény alkotja, amely mind rétegtani,

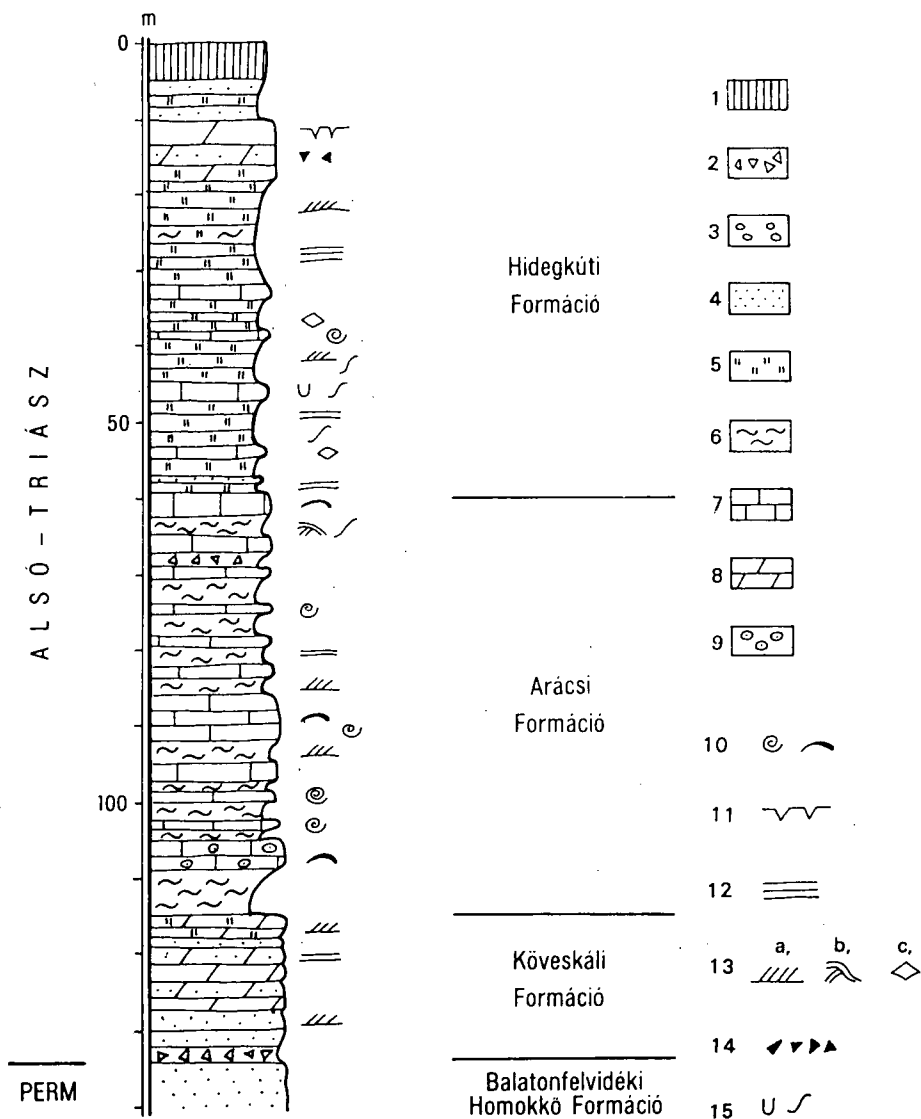


2. ábra. A felső-perm/alsó-triász határ szelvénye a felsőőrsi szőlőhegyen (1. ábra, I. feltárás)

1. Apró csiga, 2. ooid, 3. márga, 4. mészkő, 5. homokos dolomit, 6. homokkő. — lb = lilásbarna, vb = világosbarna, b = barna, vsz = világosszürke, sz = szürke, s = sárga, lv = lilásvörös

Fig. 2. An Upper Permian/Lower Triassic boundary profile on the vineyard at Felsőőrs (Fig. 1, Exposure I)

1. Small gastropod, 2. ooid, 3. marl, 4. limestone, 5. sandy dolomite, 6. sandstone. — lb = violet-brown, vb = light brown, b = brown, vsz = light grey, sz = grey, s = yellow, lv = violet-red

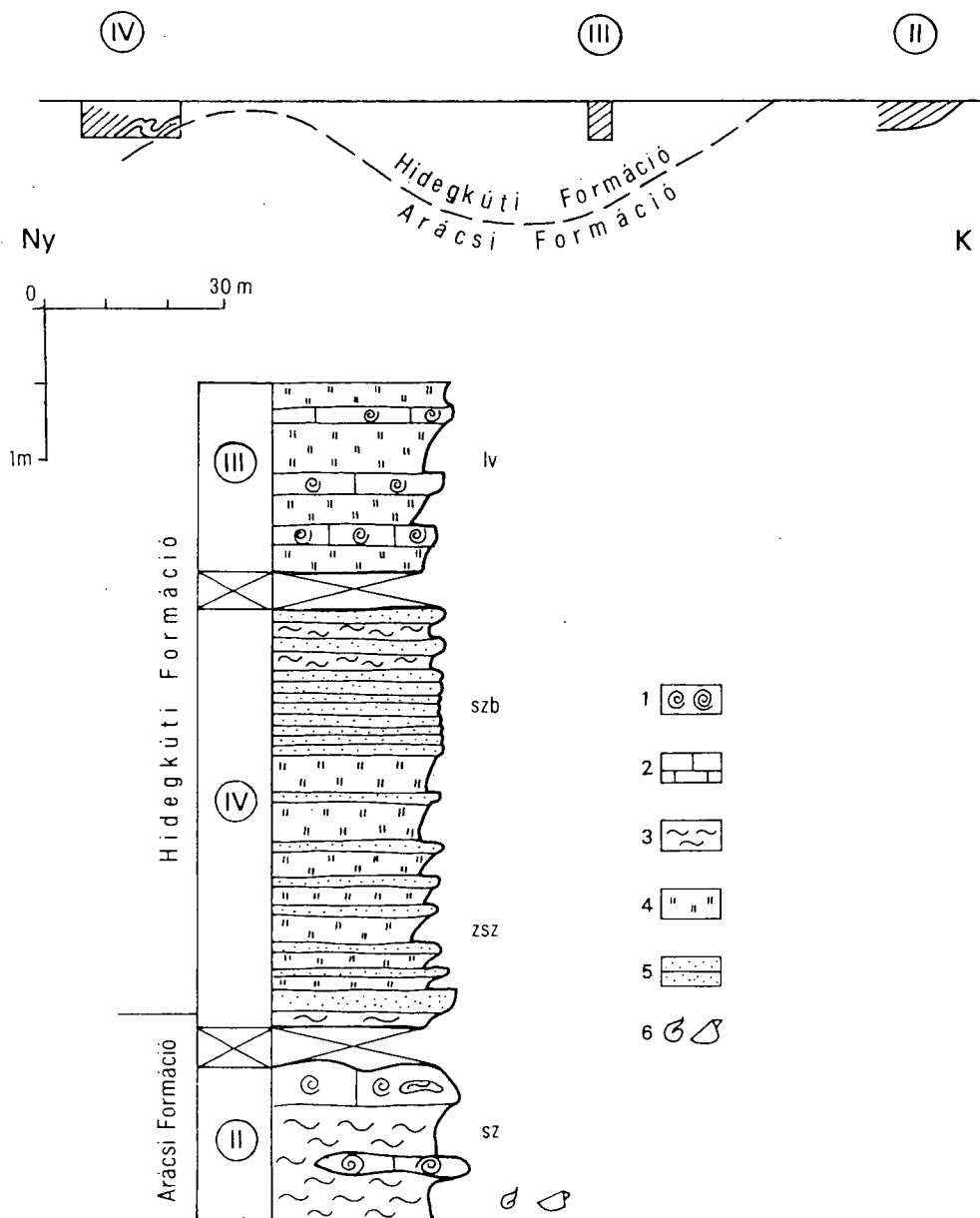


3. ábra. A felsőörsi Föt. 1. sz. fúrás vázlatos rétegsora (BUDAI T.—KOLOSZÁR L. eredeti dokumentációja alapján, 1988)

1. Humusz, 2. alapbreccsa, 3. kavics, 4. homokkő, 5. aleurit, 6. márga, 7. mészkő, 8. dolomit, 9. ooid, 10. apró csigák, kagylók, 11. száradási repedés, 12. párhuzamos lamináció, 13. kereszttrétegzés: a=sík, b=buckás, c=lencsés, 14. intraformációs breccsa, 15. féregjárat, bioturbáció

Fig. 3. A schematic sequence from borehole Föt. No. 1 drilled in Felsőörs (based on an original documentation by T. BUDAI—L. KOLOSZÁR, 1988)

1. Humus, 2. basal breccia, 3. gravel, 4. sandstone, 5. siltstone, 6. marl, 7. limestone, 8. dolomite, 9. ooid, 10. small gastropods, bivalves, 11. desiccation cracks, 12. parallel lamination, 13. cross-bedding: a=plain, b=hillock type, c=lenticular, 14. intraformational breccia, 15. worm track, bioturbation



4. ábra. Az Arácsi Márga és a Hidegkúti Formáció (alsó-triász) a felsőörsi szőlőhegyen (1. ábra, II., III. és IV. feltárás)

1. Apró csigák, 2. mészkő, 3. márga, 4. aleurolit, 5. homokkő, 6. Bellerophon vaccki, Claraia sp. — lv=lilásvörös, szb=szürkésbarna, zsz=zöldesszürke, sz=szürke

Fig. 4. The Arács Marl and the Hidegkút Formation (Lower Triassic) on the vineyard at Felsőörs (Fig. 1, Exposures II, III and IV)

1. Small gastropods, 2. limestone, 3. marl, 4. siltstone, 5. sandstone, 6. Bellerophon vaccki, Claraia sp. — lv=violet-red, szb=greyish brown, zsz=greenish-grey, sz=grey

mind tektonikai szempontból kitűnő vezető szintet képez Felsőörs környékén (1. ábra). A jól rétegzett, lemezes, sárgásbarna, homokos mészkő és sárgásfehér, kalcitpettyes, madár-szem-szerkezetű, száradási repedésekkel átjárt dolomit (Hidegkúti Tagozat) a falutól D-re levő Kis-hegyen jól kipreparálódik a puhább kőzetekből álló környezetéből, és haránttörésektől szabdaltnak tűnő vonulata DDNy–ÉÉK-i csapású dombsort képez. É felé legközelebb a felsőörsi templomnál bukkan felszínre, majd szálban követhető a falu É-i szélétől ÉÉK felé egészen az Újkúti-dűlőig. Ebben a vonulatban a dolomit közvetlen fedőjében lilásvörös aleurolit, majd a Csapaki Márga Formáció legalsó tagozatát képező, jól rétegzett, lemezes, világosbarna, crinoideás mészkő települ. A dolomit és a mészkő közötti vékony aleurolit kevésbé ellenálló a felszíni mállással szemben, így a fenti rétegcsoporthoz jellegzetes, kettős gerincű dombsort képez, amely a felsőörsi vízműtől az Újkúti-dűlőig csap. A Hidegkúti Tagozat és a felette levő mészkő kettős gerince nyomon követhető a Kötéssűrűben, valamint a Cseri-hegy ÉNy-i oldalán és a litéri vonaltól É-ra levő pásztában is (Köveskútpuszta környékén), bár ez utóbbi területen a mészkő rosszul rétegzett, likacsos, breccsás, rauwacke-szerű.

A Csapaki Márga Formáció ezen jellegzetes kezdőtagjára az alábbi rétegsor települ:

— *alul*: világosbarna vagy szürke, mikrokristályos mészkő, közép- vagy durva kristályos crinoideás mészkő, rozsdafoltos (néhol glaukonitos) csigaoolit, fakó sárgásbarna márga. A viszonylag gazdag makrofaunára a Natiria- és a Gervilleia-félék jellemzők, de Tiroli-tesek is előfordulnak (pl. a Kötéssűrű K-i oldalán);

— *felül*: szürkésbarna vagy rozsdafoltos finomkristályos mészkő (néhol crinoideás vagy csigaooidos) és szürke, lemezes homokkő, aleurolit.

Alsó- és középső anisusi platform- és lagunafáciessű karbonátok csoportja („Megyehegyi Formációcsoporthoz”)

A Csapaki Márga Formációra viszonylag hirtelen kőzetváltással települ az Aszföldi Dolomit Formáció piszkosfehér vagy sárgásfehér, jól rétegzett, legtöbbször lemezes (a Szent-Kereszt-hegytől DK-re levő dombon pados), likacsos, kalcitpettyes, száradási repedésekkel átszőtt, lazán cementált dolomitja, mely ősmaradványokban szegény, csupán a Kötéssűrűben került elő egy Natiria kőből. Elkülönítése a Hidegkúti Dolomittól csak a fekkü-fedő ismeretében végezhető el megbízhatóan. Ugyancsak nehezen sikerült elhatárolni a Megyehegyi Dolomit vékonyréteges, az Iszkahegyi Mészkő felé átmenetet mutató változatától, amellyel tektonikusan érintkezik a Cinege-domb mellett (1. ábra).

Az Aszföldi Dolomit Formáció és a fedő Iszkahegyi Mészkő Formáció átmenete szálban tanulmányozható a Kötéssűrűben, a Szentkirályszabadja felé vezető erdei út talpán: a piszkosfehér, lazán cementált dolomitra világosdrapp, vékonylemezes mészkő települ, amely felfelé fokozatosan válik sötétebb árnyalatúvá, és a vékony lemezek közé gyakran vastagabbak, majd padok települnek. Az Iszkahegyi Mészkő alsó szakaszára jellemző laminált szerkezet az inbentosz hiányára és ezen keresztül bizonyos fokú anoxiára utal, míg a formáció felső részén uralkodóvá váló pados, hieroglifás (féregjáratos) mészkő szelőlőzöttebb környezetben képződhetett.

Az Iszkahegyi Mészkő és a fedő Megyehegyi Dolomit átmenete Felsőörs környékén több feltárásban észlelhető (Asztaghely, Piarista-erdő, Királykúti-völgy stb.). A Malom-völgyben levő úttörőtábornál a régi malomhoz vezető út elején útbevigás tárja fel a dolomitot, amely igen jól rétegzett, lemezes elválású, bitumenes, az egyes rétegek márgaborításos felszínén ujjnyi vastag féregjáratok figyelhetők meg. Ez az Iszkahegyi Mészkő habitusú kőzet valószínűleg mésziszapként rakódott le, és csak utólag dolomitosodott a fedő felől. Ezt az átmeneti kőzetváltozatot több házalap és a falu ÉNy-i végénél levő buszmegállónál

útbevágás tárja fel, így az úttörőtábornál É felé a Cinege-dombig követhető, ahol tektonikusan érintkezik az Aszföldi Dolomittal. A Megyehegyi Dolomit Formáció túlnyomó részét pados, középesen-jól rétegzett, barnásszürke, bitumenes dolomit alkotja, amely felfelé világosszürke, lazán cementált, erősen bitumenes, márgás dolomiton keresztül megy át a fedő Felsőörsi Mészke Formációba. Az átmeneti rétegsor területünkön csak a forrás-hegyi klasszikus szelvényben vizsgálható, mivel a Piarista-erdőben a Megyehegyi Dolomit a Buchensteini Formációval tektonikusan érintkezik, máshol pedig — így az Atya-hegyen, a Malom-völgy jobb oldalán és az Asztaghelyen a rossz feltártság, illetve a sűrű növényzet nem teszi lehetővé az észlelést.

Felső-anisusi—alsó-karni medencefáciésű karbonátok csoportja („Buchensteini Formációcsoport”)

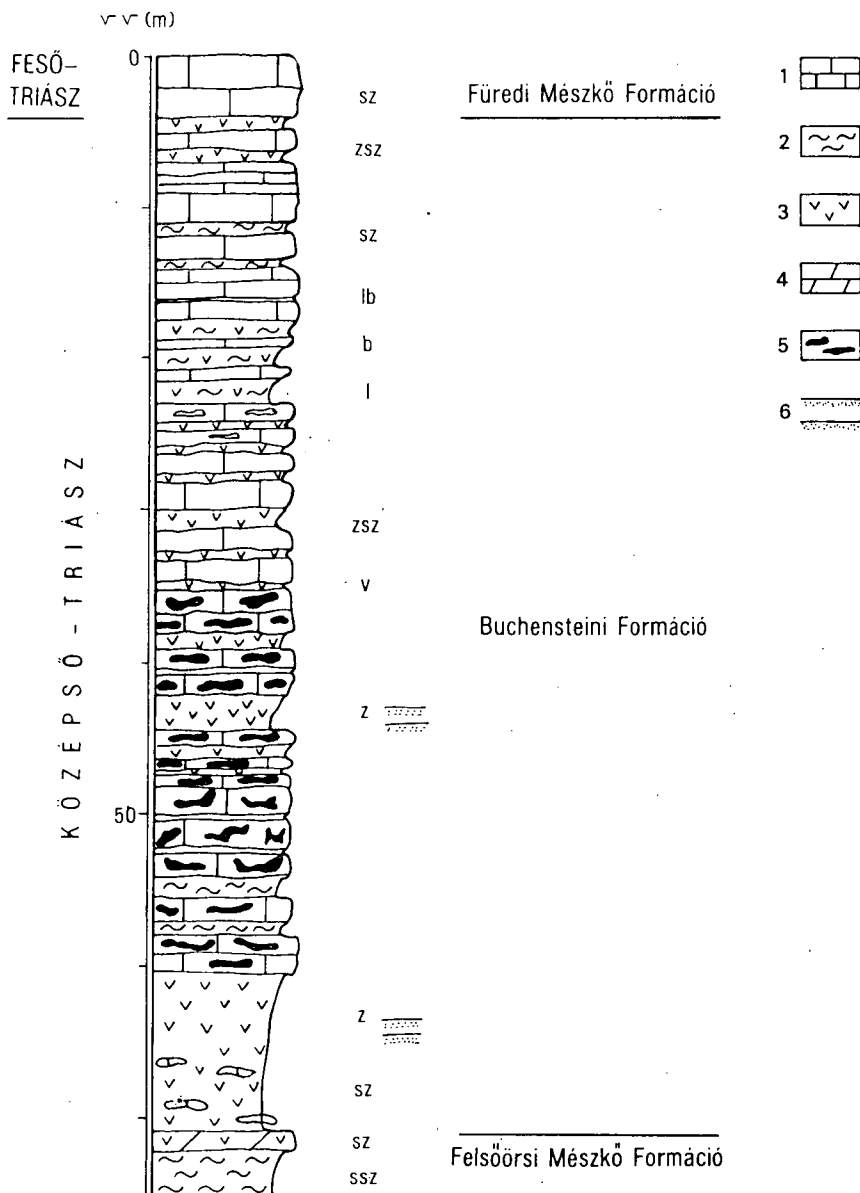
A Felsőörsi Formáció (korábban kagylómész vagy alpesi kagylómészke) rétegsora a múlt század közepe óta jól ismert. RÓTH L. (1872), BÖCKH J. (1874), STÜRZENBAUM J. (1875), majd később LÓCZY L. (1913) munkája jóvoltából a Forrás-hegy szelvénye a magyar földtan egyik klasszikus feltárásává, talán a legismertebb típusszelvényé vált. Legutóbb SZABÓ I. et al. (1980), később KOVÁCS S. et al. (1990) dolgozta fel az alapszelvényt. Részletes makropaleontológiai—biosztratigráfiai vizsgálata VÖRÖS A. vezetésével jelenleg is folyamatban van.

A vonatkozó gazdag szakirodalom szükségtelenné teszi a szelvény újbóli ismertetését. Meg kell azonban jegyezni, hogy a formáció Forrás-hegyen tapasztalható háromszatúsága nem nevezhető általánosnak a Balaton-felvidéken (*alul*: gumós, pados, tűzköves mészke; *középen*: crinoideás, brachiopodás „recoaro” mészke; *felül*: sötétszürke, jól rétegzett bitumenes, reiflingi mészke). Az egyes tagozatok térképezése még Felsőörs szűkebb környékén is nehézségekbe ütközik.

A Felsőörsi Mészke Formáció a vulkanit megjelenésével, illetve mennyiségének fokozatos növekedésével folyamatosan megy át a fedő Buchensteini Formációba. A két litosztratigráfiai egység határa hagyományosan a legalsó önálló tufaréteg bázisán vonható meg. Elhatárolásuknál a vulkanit meglelte, illetve hiánya önmagában azonban nem elégséges feltétel, hiszen a Felsőörsi Mészke Formáció felső részén a sötétszürke mészke, illetve mész-márga kifejezetten tufás, sőt önálló tufarétegek is települnek a mészke rétegek között, (pl. a forrás-hegyi szelvényben is). A határ kijelölése ezért annak a tufarétegnek a bázisán indokolt, amely fölött a felsőörsi típusú (reiflingi) mészke már nem tér vissza, hanem csak a jellegzetes kovás, tűzköves mészkeolencsék találhatók a tufában.

A Balaton-felvidék ladini rétegsorát két litosztratigráfiai egységre osztották a legutóbbi időkig (BALOGH K. 1980, CSÁSZÁR G. et al. 1983, HAAS J. et al. 1986). Külön formációba sorolták a vulkanitokat és a közbetelepült kovás mészkeket (Buchensteini Formáció) a korábban tridentinus mészkeként elkülönített pados, gumós tűzköves mészkeektől (Nemesvámosi Mészke Formáció). A részletes terepi felvételezés és a ladini rétegsort harántolt fúrások feldolgozása során azonban világossá vált, hogy az utóbbi rétegcsoport része a vulkanoszediment rétegsornak, azon belül legfeljebb tagozatként különíthető el (BUDAI T.—DOSZTÁLY L. 1990). A korábbi felosztás tarthatatlanságára jó példa a térképlap közvetlen D-i oldalán a Csákány-hegy tetején mélyült Paloznak Pat. 1. sz. fúrás, amely a teljes ladini rétegsort harántolta (5. ábra).

A Buchensteini Formáció — annak is elsősorban a tűzköves, gumós mészkeből álló tagozata — területünkön csak egymástól elkülönült foltokban nyomozható a felszínen (1. ábra). Átmenete a fedő Füredi Mészke felé szintén csak fúrásban tanulmányozható jól: a



5. ábra. A Buchensteini Formáció rétegsora a Paloznak Pat. 1. sz. fúrásban

1. Mésző, 2. márga, 3. tufa, tufit, 4. dolomit, 5. tűzkő, 6. gradáció, sz=szürke, b=barna, b=barnáslila, l=lila, v=vörös, z=zöld, szz=sötétszürke, vv=valódi vastagság

Fig. 5. A sequence of Buchenstein Formation from borehole Paloznak Pat. 1

1. Limestone, 2. marl, 3. tuff, tuffita, 4. dolomite, 5. chert, 6. gradation, sz=grey, b=brown, bl=brownish-violet, l=violet, v=red.
z=green, szz=dark grey, vl=real thickness

Paloznak 1. sz. fúrásban a tufás (barnáslila), márgaközös mészkő a szürke, néhol lemezes elválású, tufitközös mészkövön keresztül fokozatosan megy át a világosszürke, pados mészkőbe (5. ábra). A két formáció átmenete felszínen egyedül a Malom-völgyben figyelhető meg. Itt a vörös, gumós mészkő fölött világosszürke, pados, gumós mészkő következik, amely vékony, szürke mészmárgával, ill. mészkonkréciós, aprógumós márgával váltakozik (ez utóbbi a Laczkó-féle „sólyi márga” megfelelője lehet).

A Füredi Mészkő csekély felszíni elterjedésben és csak kis vastagságban fordul elő Felsőörs környékén (1. ábra). Ennek részben az a laterális fáciesváltkozás lehet az előidézője, amely a formáció fedőjében éppen a Nosztori-völgy és Felsőörs között nyomozható végig.

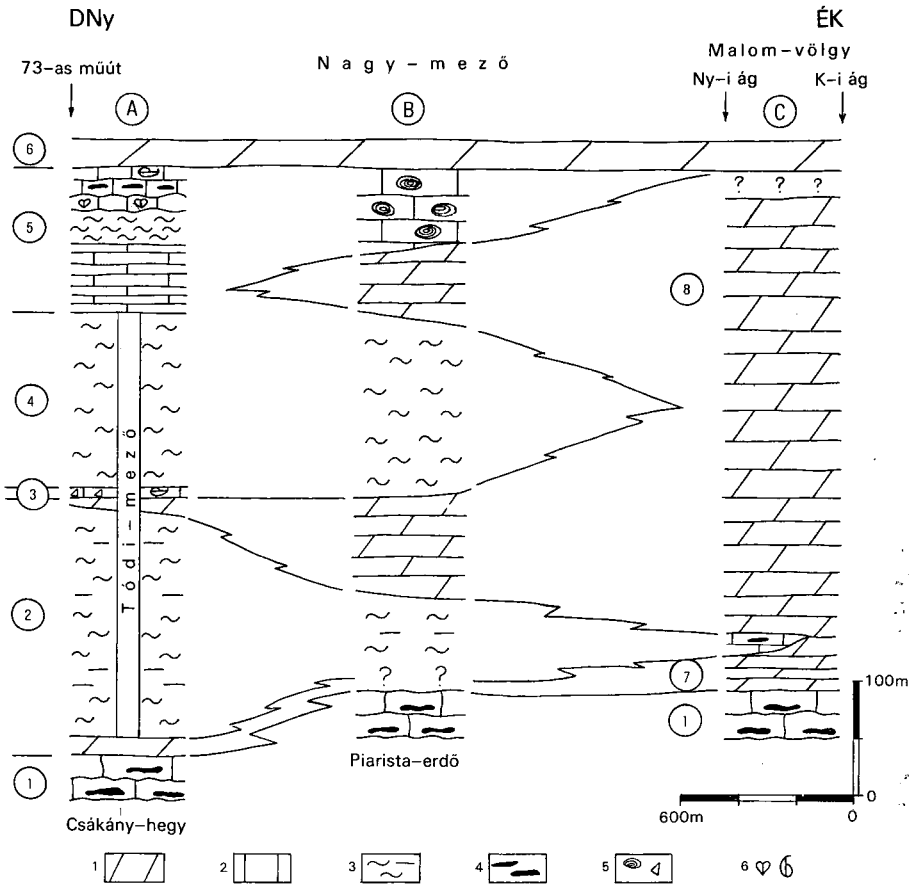
Karni medencefáciesű karbonátos-törmelékes formációk és karni—nóri platformkarbonátok összefogazódó csoportja

A Füredi Mészkőre a Balaton-felvidék jelentős részén a Veszprémi Márga Formáció települ: *alul* sötétszürke márgás mészkő, márga, agyagmárga (Mencshelyi Tagozat), *középen* pados, gumós mészkő (Nosztori Tagozat), *felül* szürke márga, mészmárga (Csicsói Tagozat); fedője a Sándorhegyi Formáció (az új tagozatneveket és a Sándorhegyi Mészkő formációrangú elkülönítését CSILLAG G. javaslatára a Triász Albizottság elfogadta). Ilyen jellegű a karni rétegsor a térképlap DNy-i részén levő Tódi-mezőn, bár a Füredi Mészkő közvetlen fedőjében és az „austriacumos” mészkő (Nosztori Tagozat) szintjében a Tódi-mező közepén levő dombon már a dolomit is megjelenik kis vastagságban az intraklasztos, brachiopodás, lejtőfáciesű mészkő alatt (6. ábra, A. szelvény). Innen ÉK felé egyre vastagabb dolomittek jelennek meg a karni rétegsorban. A Piarista-erdő és az Atya-hegy közötti szelvényben a Nosztori Tagozatot már teljes vastagságban, de a Sándorhegyi Mészkő Formáció alsó tagozatát is dolomit helyettesíti (6. ábra, B. szelvény). Meg kell jegyezni, hogy bár felszíni kibukkanása nincs, a morfológia alapján azonban biztosra vehető, hogy a Veszprémi Formáció alsó és felső tagozatát még túlnyomórészt márga építi fel az A és B szelvényben. A B szelvénytől ÉK felé, a Hosszú-hegy és a Kopasz-tető közötti területen tektonikai zavargás nehezíti a fáciesátmenet további követését. A Malom-völgy Kopasz-tető fölötti elágazásától kezdve azonban, a völgy mindkét ágában ismét monoklinális dőlésben nyomozható a karni rétegsor. A Kopasz-tető É-i peremén a „sólyi márga” és a Füredi Mészkő fölött pados dolomit következik, amelyen belül jól rétegzett, lemezes, vékony pados, egyes szintjeiben apró sötétszürke tűzkőcsomókat tartalmazó mészkő települ kb. 10–15 m vastagságban. Némiképp eltérő ettől a Malom-völgy K-i ágában kibukkanó rétegsor, ahol a Füredi Mészkő feletti „sólyi márgára” jól rétegzett, vékony réteges, likacsos dolomit települ, amely felfelé fokozatosan válik vastagpadossá. Ebben a szelvényben már nem észlelhető mészkő a dolomit közé települve, tehát a karni medencefáciesek teljes kiékelődése a karbonátplatform felé a Malom-völgy két ága közé tehető (6. ábra, C. szelvény).

Laterális fácieseltolódás a karni rétegsor magasabb szintjében, a Fődolomit fekvésében is jelentkezik (6. ábra):

- a 73-as műút bevágásában még a teljes Sándorhegyi Mészkő Formáció tanulmányozható. A felső tagozatát alkotó, rosszul rétegzett, biogén, lazán cementált, brachiopodás—crinoideás—onkoidos mészkőre 1–2 m vastag lilásszürke, rosszul rétegzett, átkalcított dolomit települ. Erre következik a jól rétegzett, pados fődolomit;

- a Király-kútnál a Fődolomit alatt már csak a barna, kemény, mikrokristályos mátrixú, biogén mészkő települ nagyméretű onkoidokkal, Echinodermata- és kagylótöredékekkel;



6. ábra. A karni heteropikus litofáciések sematikus szelvénye a 73-as műút és a Malom-völgy között (1. ábra, A–C szelvény)

1. Füredi Mészakő Formáció. Veszprémi Márga Formáció: 2. Mencshelyi Tagozat, 3. Nosztori Tagozat, 4. Csicsói Tagozat, 5. Sándor-hegyi Mészakő Formáció, 6. Fődolomit Formáció, 7. Budaörsi Formáció, 8. Edericsi Formáció. — A, B, C-szelvények az 1. ábrán, 9. dolomit, 10. mészkő, 11. márga, agyagmárga, 12. tűzkő, 13. onkoid, intraclaszt, 14. Megalodus, Brachiopoda

Fig. 6. A schematic profile for the Carnian heteropical lithofacies between road 73 and Malom Valley (Fig. 1, profiles A–C)

1. Füred Limestone Formation. Veszprém Marl Formation: 2. Mencshely Member, 3. Nosztori Member, 4. Csicsó Member, 5. Sándorhegy Limestone Formation, 6. Hauptdolomit Formation, 7. Budaörs Formation, 8. Ederics Formation. — Profiles A, B and C in Fig. 1, 9. dolomite, 10. limestone, 11. marl, claymarl, 12. chert, 13. oncolite, intraclast, 14. Megalodus, Brachiopoda

— tovább, ÉK felé a Malom-völgyben a karni dolomit (Edericsi Formáció Sédvölgyi Tagozata) már nem különíthető el a rátelepülő Fődolomittól.

A litéri vonal közvetlen szomszédságában, a Fődolomit magasabb szintjében (esetleg fedőjében?) vékony réteges, lemezes elválású, bitumenes dolomit bukkan ki az őskori fes-

tékbányáktól a felsőörsi műút felé vezető erdei út talpán (1. ábra, V. feltárás). Ez a képződmény nagyon hasonló a Keszthelyi-hegységi Fődolomitot fedő Rezi Dolomithoz, legalábbis a Fődolomit legfelső, átmeneti jellegeket magán hordozó vékonyréteges, bitumenes változatához. Sajnos az eddig végzett őslénytani vizsgálatok negatív eredménnyel zárultak, ugyanis a Keszthelyi-hegység Rezi Dolomitjából előkerült jellegzetes Conodonta-faunát (BUDAI T.—KOVÁCS S. 1986) innen nem sikerült kimutatni.

Tektonika

A Balaton-felvidék szerkezetföldtani értekezései közül több munka közvetve vagy közvetlenül kapcsolódik Felsőörs környékéhez (Lóczy L. jr. 1917, TELEKI G. 1939, 1941, ERDÉLYI FAZEKAS J. 1943). A tektonikai felépítés jellegzetességeinek többsége megtalálható ezekben a művekben, ezért csak a legfontosabbakat, ill. az újonnan felismerteket emelem ki.

A *hosszanti szerkezeti elemek* a középhegység csapásirányát követik, a szinklinális kialakulásával egy időben jöttek létre. Ezek közé tartoznak:

- a litéri feltolódás és a hozzá kapcsolódó gyűrt szerkezetek,
- hosszanti tengelyű redők, flexurák.

A litéri feltolódási vonal DNy felől a 73-as műút nemesvámosi elágazása előtti kanyarban éri el a térképlap területét. Innen kisebb-nagyobb megszakításokkal a felsőörs-veszprémi műútig követhető a felszínen. Szentkirályszabadja felé a rossz feltártság miatt nemcsak a litéri vonal, hanem az Asztaghelyen leírt kis amplitúdójú horizontális elmozdulás (TELEKI G. 1941, p. 299) és az ERDÉLYI FAZEKAS J. által megállapított kisebb hosszanti feltolódás sem észlelhető (1943, p. 142). Sikerült azonban szinte minden részletében igazolni ERDÉLYI FAZEKAS J. „köveskúti boltozatának” meglétét, amely a litéri vonalat ÉNy-on kíséri (7. ábra). A DK-i szárnyán átbuktatott antiklinális redő tengelye DNy felé dől, szárnyait az Iszkahegyi Mészkö alkotja. ERDÉLYI FAZEKAS J. megállapításával ellentétben azonban nem a füredi út (ti. 73-as út) kanyarjáig követhető (1943, p. 142), hanem csak a Királykúti-völgy ÉNy felé meghosszabbított vonaláig terjed, ahol egy horizontális vető túloldalán szinklinális váltja fel (1. ábra).

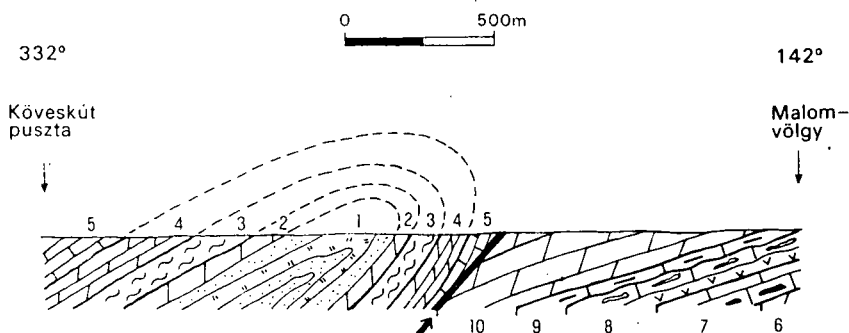
A felsőörsi műútból K-re a „köveskúti boltozat” negyedidőszaki képződményekkel fedett, csak ÉNy-i szárnya nyomozható az Asztaghely fölötti meggyesben. Az antiklinális magját a Felsőörs Föt. 2. sz. fúrás tanúsága szerint itt már permii vörös homokkő alkotja (1. ábra).

Hosszanti tengelyű kisebb redők és flexurák főként az Iszkahegyi Mészköben figyelhetők meg. A Szentkereszt-hegyen ÉNy-ra 80° alatt dőlő rétegek ahhoz a flexurához tartoznak, amely a Malom-völgy mindkét oldalán és a Királykúti-völgyben észlelhető. A redő-tengely iránya DNy—ÉK-i (1. ábra).

A *harántirányú szerkezeti elemek* a középhegységi csapásiránnyal szöget bezáró, a hosszanti szerkezeteket metsző és azokat elmozdító diszlokációk. Két típusuk különíthető el:

- horizontális elmozdulások és a hozzájuk kapcsolódó gyűrt szerkezetek,
- diaklázisok.

Felsőörs környékének tektonikai felépítésében a harántirányú horizontális elmozdulások legalább olyan meghatározó, markáns szerkezeti elemek, mint a litéri feltolódás. Ezek jelentőségét korábbi szerzők felismerték, és többségüket ki is mutatták. Lóczy L. (1913, III. tábla) igen pontosan ábrázolta részletes földtani térképén az Asztaghely—Felsőörs—Kis-hegy szerkezeti vonalat, amelyen jól érzékelhető a balos horizontális elmozdulás. Annak ellenére, hogy TELEKI G. (1941), majd ERDÉLYI FAZEKAS J. (1943) is írt le és ábrázolt



7. ábra. A „köveskúti boltozat” metszete a C szelvény mentén (l. 1. ábra)

Hidegkúti Formáció: 1. Zánka Tagozat, 2. Hidegkúti Tagozat, 3. Csopaki Márga Formáció, 4. Aszfódi Dolomit Formáció, 5. Iszka-hegyi Mésző Formáció, 6. Megyehegyi Dolomit Formáció, 7. Felsőörsi Formáció, 8. Buchensteini Formáció, 9. Füredi Mésző Formáció, 10. Budaörsi, Edericsi és Földolomit Formáció

Fig. 7. A section of the „Köveskút anticline” along profile C (Fig. 1)

Hidegkút Formation: 1. Zánka Member, 2. Hidegkúti Member, 3. Csopak Marl Formation, 4. Aszfód Dolomite Formation, 5. Iszka-hegy Limestone Formation, 6. Megyehegy Dolomite Formation, 7. Felsőörs Formation, 8. Buchenstein Formation, 9. Füred Limestone Formation, 10. Budaörs, Ederics and Hauptdolomit Formations

több meghatározó és kevésbé lényeges eltolódást, újdonságnak számít az a KDK–NyÉNy-i csapású jobbos elmozdulás, amely a Kötéssűrű és az Újkúti-dűlő között halad. Ez a szerkezeti vonal választja el a túlnyomórészt alsó-triász képződményekből felépült Kötéssűrűt és Cseri-hegyet a térképlapon már nem szereplő Felső-hegytől, amelynek ÉK-i oldalán már az ópaleozóos fillit is kibukkan a perm homokkő alól. A Kötéssűrű murvabányájánál, ill. az attól 200 méterre DDNy-ra levő kútnál a Megyehegyi Dolomit a Csopaki Márgával és az Aszfódi Dolomittal érintkezik. Ennek alapján a horizontális elmozdulás amplitúdója kb. 1 km-re tehető.

A Kötéssűrűben kimutatott jobbos és az asztaghely–felsőörsi balos harántirányú eltolódás hatására a közöttük levő területen meggyűrődött az alsó-triász rétegösszlet, amelyet jól jelez a Hidegkúti Dolomit csapásának változása (1. ábra). A redőtengely iránya ugyan csak változik, de mindenhol közel É–D-i; a felsőörsi szőlőhegyen ÉÉK–DDNy-i csapású (IV. feltárás), míg az Újkúti-dűlőben, a szerkezeti vonal közelében ÉÉNy–DDK-ire fordul.

Érdekességként említhető meg, hogy a horizontális elmozdulások az esetek többségében nem kötődnek a területen húzódó nagy völgyekhez. Legszembeötlőbb ez a Malom-völgynél, amely mentén egyáltalán nem állapítható meg haránteltolódás, ugyanis a képződményhatárok, valamint a litéri vonal és a szentkereszt-hegyi hosszanti tengelyű flexura töretlenül haladnak át a völgyön. Kevésbé egyértelmű ugyanez a Királykúti-völgy esetében, mivel a Kopasz-tető K-i és D-i oldala lösszel fedett, az Atya- és a Hosszú-hegy térségében pedig másodlagos feltolódások nehezítik a képződményhatárok követését (utóbbiak feltételezhetően az ÉÉNy–DDK-i irányú horizontális elmozdulások hatására jöttek létre). Csekély mértékű horizontális eltolódás mutatható ki a Vödör-völgy mentén, míg valamivel nagyobb amplitúdójú a Csákány-hegy és a Piarista-erdő közötti völgyben. Összefoglalva megállapítható, hogy a nagy völgyek nem a nagy amplitúdójú haránteltolódások mentén alakultak ki, sőt a Malom-völgy lényegében erózió hatására kiszélesedett diaklázisnak tekinthető.

Összefoglalás

— A karni karbonátplatform a Malom-völgy felől, DNy-i irányban progradál a medence felé.

— A „köveskúti boltozat”-on belül kisebb szinklinális észlelhető a felsőörs–veszprémi műút mentén. Ettől ÉK felé felső-perm homokkő alkotja az antiklinális magját.

— A Kötéssűrűt és a Cseri-hegyet jobbos horizontális elmozdulás választja el a Felső-hegytől, ill. az Újkúti-dűlőtől.

— A kötéssűrű–felső-hegyi és az asztaghely–felsőörsi horizontális eltolódás hatására a közöttük levő területen az alsó-triász rétegösszlet harántirányban meggyűrődött.

— A Piarista-erdő, a Hosszú-hegy és az Atya-hegy térségében a haránteltolódások következtében másodlagos hosszanti feltolódások jöttek létre.

— A nagyobb völgyek általában nem kötődnek a horizontális elmozdulások vonalához.

Ezúton is köszönöm BALLÁNÉ DUDKO ANTONYINA, CSILLAG GÁBOR és KOLOSZÁR LÁSZLÓ kollégáimnak, hogy alkalmanként közös, gondolatébresztő terepbejárásokon vitathattam meg velük a térképezés során felvetődött problémákat.

IRODALOM – REFERENCES

- BALOGH K. 1981: A magyarországi triász korrelációja. — Ált. Földt. Szemle. 15: 5–72.
- BÖCKH J. 1874: A Bakony déli részének földtani viszonyai. I. rész. — Földt. Int. Évk. 2(2): 31–166
- BROGLIO LORIGA C. — NERI C. — POSENATO R. 1986: The Lower Triassic of the Dolomites and Cadore. — In Field Guidebook of IGCP Project Nr. 203.
- BUDAI T. — KOVÁCS S. 1986: A Rezi Dolomit rétegtani helyzete a Keszthelyi-hegységben. — Földt. Int. Évi Jel. 1984-ről: 175–191.
- BUDAI T. — DOSZTÁLY L. 1990: A Balaton-felvidéki ladini képződmények rétegtani problémái. — Földt. Int. Évi Jel. 1988-ről: 61–80
- DETRE CS. — PEREGI ZS. — RAINCSÁK GY. 1979: Kádártai ladini–alsókarni szelvény. — Földt. Int. Évi Jel. 1977-ről: 185–201.
- CSÁSZÁR G. — HAAS J. (szerk.) 1983: Magyarországi litosztratigráfiai formációi. — Földt. Int. kiadvány.
- ERDÉLYI FAZAKAS J. 1943: A Balaton-felvidék geológiai és hegyszerkezeti viszonyai a Veszprémi fennsík és Vilonya környékén. — Földt. Int. Évk. 36 (3): 3–29.
- GÓCZÁN F. — ORAVECZ-SCHEFFER A. — SZABÓ I. 1986: Biostratigraphic zonation of the Lower Triassic in the Transdanubian Central Range. — Acta Geol. Hung. 29 (3–4): 233–259.
- HAAS J. et al. 1986: Magyarország geológiai alapszelvényei, Balaton-felvidék, Felsőörs, Forrás-hegy: Felsőörsi Mészke Formáció.
- HAAS J. et al. 1988: Alsó-triász alapszelvények a Dunántúli-középhegységben. — Földt. Int. Évk. 65. (2).
- LACZKÓ D. 1909: Veszprém városának és tágabb környékének geológiai leírása. — A Balaton tud. tanulm. eredményei. I. kötet 1. rész, Geol. függ.: 1–190.
- LENNER K. 1989: Léteznek-e triász Bellerophonok Magyarországon? — Földt. Int. Évi Jel. 1987-ről: 267–279.
- LD. LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepődése. — A Balaton tud. tanulm. eredményei. I. kötet 1. rész: 617.
- 1920: A Balaton-tó környékének részletes geológiai térképe. M=1:75 000.
- IFJ. LÓCZY L. 1917: A Balaton-felvidék hegyszerkezeti képe Balatonfüred környékén. — Földt. Int. Évi Jel. 1916-ről: 353–388.
- MÉSZÁROS J. 1983: A bakonyi vízszintes eltolódások szerkezeti és gazdaságföldtani jelentősége. — Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről: 485–502.

- KOVÁCS S.—NICORA A.—SZABÓ I.—BALINI M. 1990: Conodont biostratigraphy of Anisian/Ladinian boundary section in the Balaton Upland (Hungary) and in the Southern Alps (Italy). — *Courier Forsh. Inst. Senckenberg*, 118.: 171—195.
- PEREGI Zs. 1979: A Veszprém környéki karni képződmények. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1977-ről: 207—216.
- RAINCSÁK Gy. 1984: Alsó-triász sztratifórm ércképződés lehetőségének vizsgálata Veszprém—Litér—Sóly között és az Iszka-hegy környékén. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1982-ről: 245—262.
- RÓTH L. 1872: A Felső-Örs melletti Forrás-hegy lejtőjének geológiai átmetszete. — *Földt. Közl.* 1: 209—215.
- STÜRZENBAUM J. 1875: Adatok a Bakony Ceratites Reitzi szint faunájának ismeretéhez. — *Földt. Közl.* 5: 253—262.
- SZABÓ I. (in DEÁK M. szerk.) 1972: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozathoz, L-33-XII. Veszprém. — *Földt. Int. kiadvány*.
- SZABÓ I.—MAJOROS Gy. 1978: Excursion Guide Anisian—Ladinian and Permian—Triassic boundaries in the Balaton Highland. — *Work Meeting on IGCP projects 4*.
- SZABÓ I.—KOVÁCS S.—LELKE Gy.—ORAVECZ-SCHEFFER A. 1980: Stratigraphic investigation of a Pelsonian—Fassanian section at Felsőörs (Balaton Highland, Hungary). — *Riv. Ital. Paleont.* 85. (3—4): 789—806.
- TELEKI G. 1939: Adatok Litér és környékének sztratifráciájához és tektonikájához. — *Földt. Int. Évk.* 32 (1): 3—60.
- 1941: Adatok Felsőörs és környékének földtani viszonyaihoz. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1936—1938-ról: 295—301.

CONTRIBUTIONS TO THE KNOWLEDGE OF THE STRUCTURAL GEOLOGY OF FELŐÖRS, BALATON UPLAND

by
T. BUDAI
Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDS: 551.43:551.761 (234.373.1)

Key-words: Triassic, lithostratigraphy, chronostratigraphy, lithofacies, structural geology, Balaton Highland (Transdanubia)

The 1:10 000-scaled geological mapping in the Balaton Upland region has enabled us to make some new observations on the stratigraphy and tectonics of the surroundings of Felsőörs. They are summarized here, including a general description of the area, as follows:

1. Stratigraphy

The oldest formation in the vicinity of Felsőörs is represented by the Upper Permian Balaton Upland Sandstone Formation. The overlying Triassic sequence can be divided not only to mapping units, but also to lithostratigraphic categories of higher rank, i.e. groups giving a better reflection of the geological history.

1.1. Lower Triassic shallow-marine detrital group ("Werfen Group")

— Köveskál Dolomite Formation, Nádaskút Dolomite Member (Figs. 2 and 3): dolomite, dolomitic sandstone, oolitic dolomite;

— Arács Marl Formation (Figs. 2 and 4): marl, limestone, "gastropod-oolite", siltstone;

— Hidegkút Formation (Figs. 3 and 4): red siltstone with "gastropod-oolite" (Zánka Sandstone Member), and yellowish-grey cellular dolomite (Hidegkút Dolomite Member);

— Csopak Marl Formation: marl, siltstone, limestone, sandstone.

1.2. Lower and Middle Anisian carbonate group ("Megyehegy Group") of platform and lagoonal facies.

— Aszófő Dolomite Formation: thin-bedded cellular-porous dolomite;

— Iszkahegy Limestone Formation: dark grey, laminated or bedded, hieroglyph-bearing, bituminous limestone;

— Megyehegy Dolomite Formation: bedded dolomite and in the lower and upper part of the formation bituminous dolomite and dolomitic marl.

1.3. Upper Anisian—Lower Carnian carbonates of basin facies ("Buchenstein Group").

— Felsőörs Limestone Formation: cherty, nodular, bedded limestone (lower member); crinoidal, brachiopodal limestone (middle member); dark grey, *Daonella*- and—*Ammonites*-bearing limestone (upper member);

— Buchenstein Formation (Fig. 5): tuff, tuffite with siliceous limestone lenses (lower member); nodular, cherty, bedded, marl-intercalated limestone (middle member: "Nemesvámos Limestone"), limestone with marl and tuff intercalations (upper member);

— Füred Limestone Formation: light grey, bedded limestone with dark grey chert lenses; small-nodular marly limestone with lime concretions, and calcareous marl ("Sóly Marl").

1.4. The group of Carnian carbonate detrital formations of basin facies interfingering with Carnian—Norian platform carbonates.

Between Tódi Meadow and the Malom Valley, the Carnian marl sequence is intercalated, from SW to NE, by dolomite bodies with increasing thickness, whereas in the Malom-Valley the whole Carnian sequence is represented by dolomite (Fig. 6).

Basin facies:

— Veszprém Formation: claymarl, marl (lower, Mencshely, Member); brachiopodal, crinoidal limestone (middle, Nosztori Member); marl, calcareous marl (upper Csicsó member);

— Sándorhegy Limestone Formation: bedded, upward laminated, bituminous limestone (lower member); marl, calcareous marl (middle member); bedded, nodular, oncoidal limestone (upper member).

Platform carbonates:

— Budaörs Formation: well stratified, thinly and more thickly bedded dolomite;

— Ederics Formation: bedded, thick-bedded dolomite (Sédvölgy Member).

Both isochronous Carnian groups are overlain by the Hauptdolomit Formation.

2. Tectonics

2.1. Longitudinal structural units: They follow the NE—SW strike of the Central Mts and are as old as the development of the syncline.

— The Litér reverse fault including its accessorial folded structures in the NW. i.e. the "Köveskút fold" representing an anticline overturned on the SE limb and having an axis dipping towards SW (Fig. 7);

— Longitudinal folds and flexures: they can be observed mainly in the Iszkahegy Limestone in the Malom Valley (e.g. Szentkereszt Hill).

2.2. Units with transversally-oriented structure: Dislocations diverging from the Central Mts' strike and crossing and displacing the longitudinal structures.

— Horizontal faults associated with folded structures: e.g. a Lower Triassic sequence has folded under left-hand-directed displacement at Asztaghely—Felsőörs and the recently identified right-hand-directed displacement at Kötéssűrű (Fig. 1.);

— Joints: e.g. those in Malom Valley, a valley along which no transversal displacement can be detected (Fig. 1).

KORAI NEOGÉN TÖRMELEKES ÖSSZLET A SOM 1. SZ. FÚRÁSBAN

RÁLISCHNÉ FELGENHAUER ERZSÉBET

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 551.781.3+551.782.1(439.123)

T á r g y s z a v a k : Kutatófúrás, rétegsor, üledékes kőzettan, kavics, konglomerátum, kavicsvizsgálat, palynológiai vizsgálat, őslénytani vizsgálat, alsó-miocén, Külső-Somogy

Siófoktól kb. 20 km-re, Som község határában 1983-ban mélyült a Som 1. sz. szerkezetkutató fúrás teljes magvétellel, karotázs vizsgálattal, teljes anyagvizsgálattal és ezek értékelésével.

A fúrás 766,9—572,0 m között felső-triász karni és felső-bádeni rétegek között diszkordánsan települő törmelékes rétegsort harántolt. Ennek uralkodó kőzettípusa laza, plomikt konglomerátum, majd csökkenő sorrendben agyagos aleurit, homokkő, aleuritos agyag és aleuritos agyagmárga következik.

A kőzettani és paleontológiai vizsgálatok adataiból megállapítható, hogy a vizsgált rétegsor kora alsó-miocén, anyaga pedig a Közép-dunántúli szerkezeti egység és a ma tőle D-re található Tisza szerkezeti egység területéről származik.

Ez azt jelenti, hogy a Közép-dunántúli Egység és a Tisza Egység az alsó-miocén idején már egymás szomszédságában helyezkedtek el, míg a Dunántúli-középhegységtől viszonylag mély tenger választotta el.

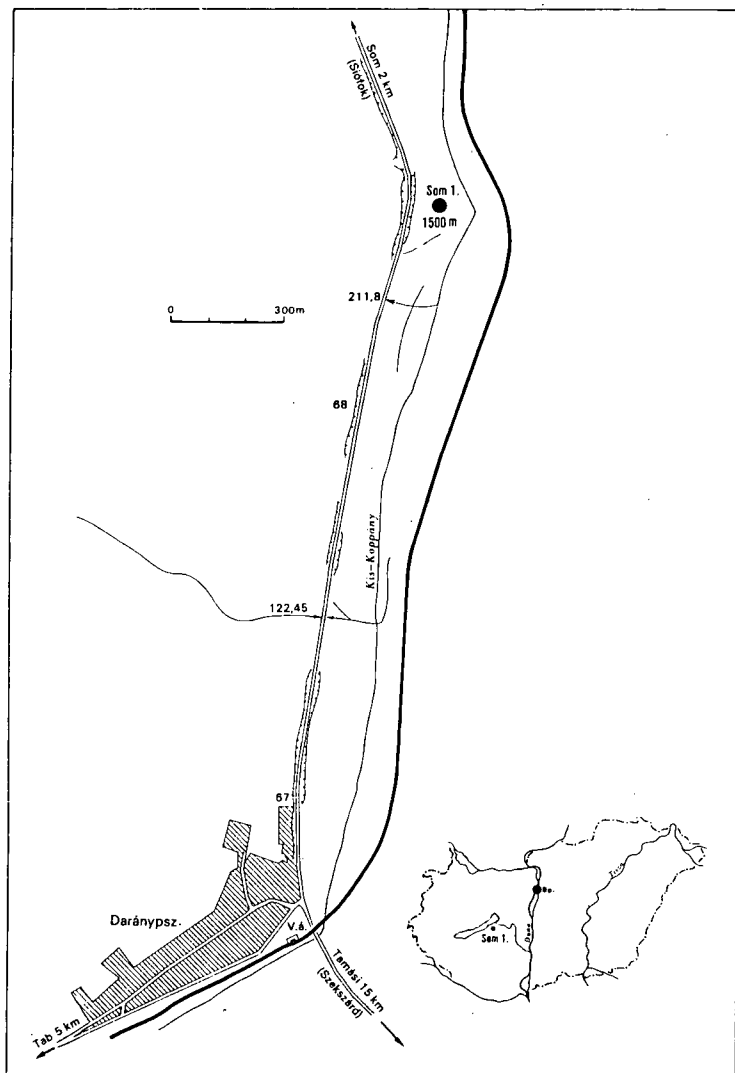
Bevezetés

1983-ban mélyült a Som 1. sz. fúrás, amelyet a Magyar Állami Földtani Intézet megrendelésére az Országos Földtani Kutató-Fúró Vállalat mélyített talpig (1500 m-ig) magfúrással, Som község területén, a 65. sz. főút és a Kis-Koppány patak között (1. ábra).

A fúrás szerkezetkutatás céljából mélyült. Feldolgozását a M. Áll. Földtani Intézet szakemberei végezték. A fúrásról a teljes jelentés kéziratban 1988-ban készült el.

Vázlatos korbeosztása:

0,0—	16,9	pleisztocén
17,9—	348,5	felső-pannóniai
348,5—	510,7	alsó-pannóniai
510,7—	551,9	szarmata
551,9—	572,9	felső-bádeni — alul kavicsos lajtmészke
572,0—	766,9	alsó-miocén
766,9—	1500,0	triász—alsó-triász, aninusi, ladini.



I. ábra. A Som 1. sz. fúrás helyszínrajza

Fig. 1. Layout of the borehole Som 1

A fúrásban a karni mészkövekre alsó-miocén korú törmelékes rétegösszlet települ. Ennek összetételében uralkodik a polimikt konglomerátum, amelynek kötőanyaga az alsó szakaszban gyakran csak vékony kalcitkéreg a törmelékek között.

Az összlet felfelé finomodó, ciklusos felépítésű. Az alsóbb ciklusokban a finomabb szemű tagok kis vastagságúak. Felfelé haladva a konglomerátumok homokos, aleuritós, ritkán agyagos kötőanyaga is feldúsul és a finomodó szemcsésű ciklustagok megvastagodnak. Az összlet alsó részéből ősmaradványok nem kerültek elő, ennek ellenére nem indokolt a felső, bizonyítottan alsó-miocén korú rétegsortól való elkülönítése, esetleg idősebb üledék-ciklusba sorolása, mivel a rétegcsoport jól láthatóan szerves egységet alkot.

Az alsó-miocén rétegsor leírása

A fúrás 766,9—572,0 m között 194,9 m vastagságú törmelékes rétegsort harántolt (2. ábra). Feküjében karni dolomit és mészkő, fedőjében felső-bádeni rétegek települnek. Az alsó-miocén rétegek uralkodó kőzete laza polimikt konglomerátum (58%), majd csökkenő sorrendben agyagos aleurit (23%) homokkő (15%), aleuritos agyag (2,5%) és aleuritos agyagmárga (1,5%) következik.

A képződmény éles határral, szög- és eróziós diszkondáciával települ az erősen töredezett, karrosodott triász mészkő felszínére. A mészkő üregeibe is mélyen behatol a vörös és zöld agyagos—aleuritos homok. A legalsó 1,5 m-es szakasz a fekvő mészkő alig koptatott törmelékével kezdődik.

Ennek a közel 200 m vastag törmelékes összletnek az alsó harmadában az oxidatív jelleg (barna és lilászvörös szín) és nagyobb szemcseméretetek (25 cm-t meghaladó kavicsát-mérők is) a jellemzők. Felfelé egyre több a homok, a pelit mennyisége, és csökken a konglomerátum szemcsemérete (a kavicsok átmérője ritkán haladja meg az 5—10 cm-t). Uralkodóvá válik a szürke és zöld szín, csak az agyagos aleurit és aleuritos agyag rétegeknél találunk barnáslila és zöld foltos barnáslila színeket.

Az alsó részben nagyon kevés a mátrix a konglomerátumokban, gyakran csak vékony kalcitkéreg cementálja a klasztokat. Felfelé egyre több a laza, homokos kötőanyagú konglomerátum, de a kavicsokat gyakran itt is kalcitkéreg borítja (Bryozoa vagy Hydrozoa bekergezés?).

A rétegsor alsó részén gyakoriak a korrodált mészkőkavicsok. Ezek a „benyomatos kavicsok” az Északi-Bakonyban, a Csatkai Formációban nagyon jellemzők, de WÉBER B. szerint a Szigetvár környéki paleogén képződményekben is sokszor megfigyelhetők.

A finomabb, pelites—aleuritos rétegek apró, kemény, szögletes, kagylós törésű darabokra hullanak (poliédres elválásúak).

A laza vagy közepes keménységű polimikt konglomerátumban különböző színű és méretű mezozoos anchimetamorf mészkő, homokkő, kvarcit, radiolarit, tűzkő, kvarc, konglomerátum, agyagpala, aleurit és vulkáni eredetű kavicsok találhatók.

Ezek megoszlása, mérete és kerekítettsége igen változó.

Anyagvizsgálati eredmények

Az összlet különböző mélységközeiből öt minta kavicsait részletesebben megvizsgáltuk*.

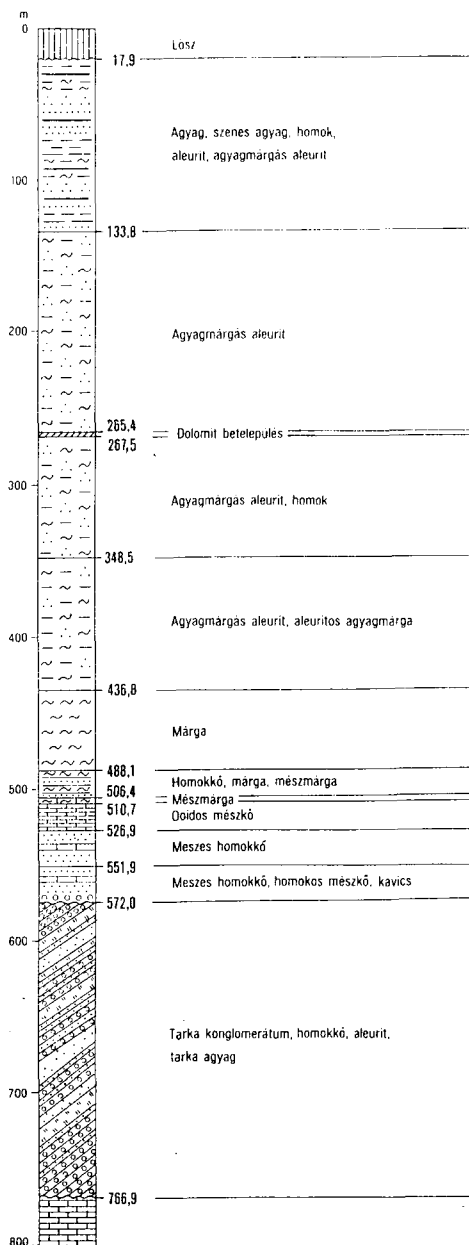
A vizsgálatok eredményét a 3. ábra mutatja.

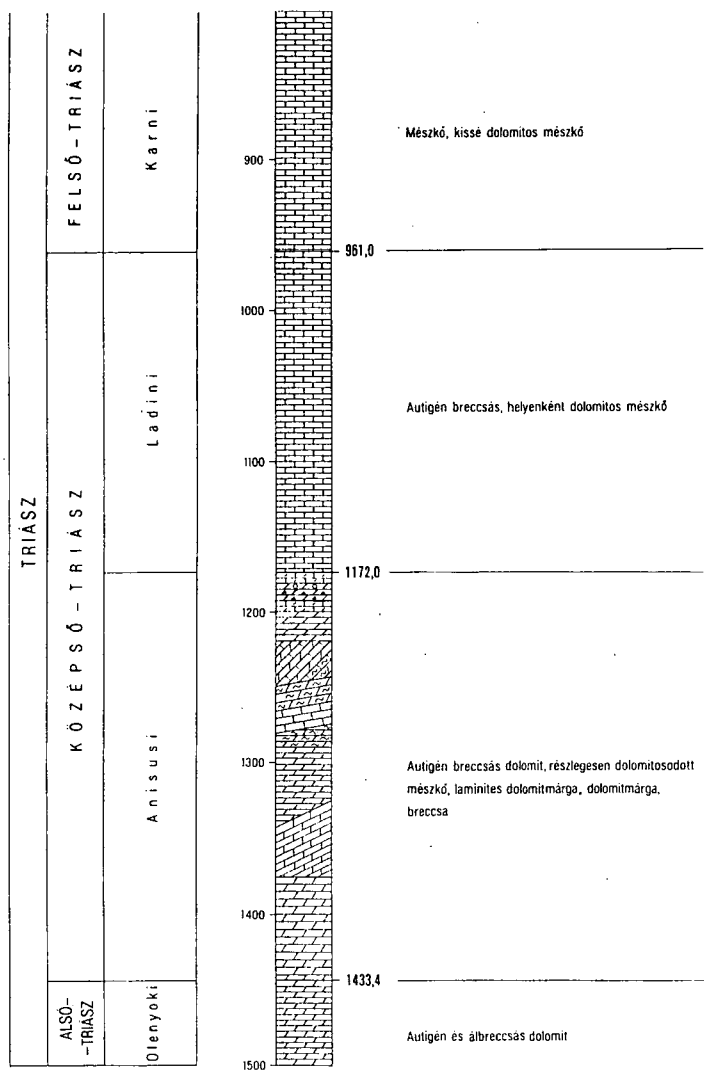
A mészkőkavicsok általában jól kerekítettek (Ruchin szerint 3—4-es érték). A kvarc, kvarcit, tűzkő, radiolarit kavicsok általában közepesen kerekítettek (2—3), de ezen az átlagon belül találhatók egészen szögletes és jól kerekített szemcsék is. Ez jellemző a homokkő- és konglomerátum kavicsokra is, de ezeknél inkább a jól kerekítettek dominálnak (3—4), a többszöri áthalmozódás eredményeként. Az átlagos kerekítettség 60—80%-ban 3 körüli (1. ábra).

A kavicsok részletes vékonycsiszolati vizsgálatát LELKESNÉ FELVÁRI Gy. és LELKES Gy. végezték.

*A 704,1 és 714,1 méterközből származó mintákat LENNER S. vizsgálta.

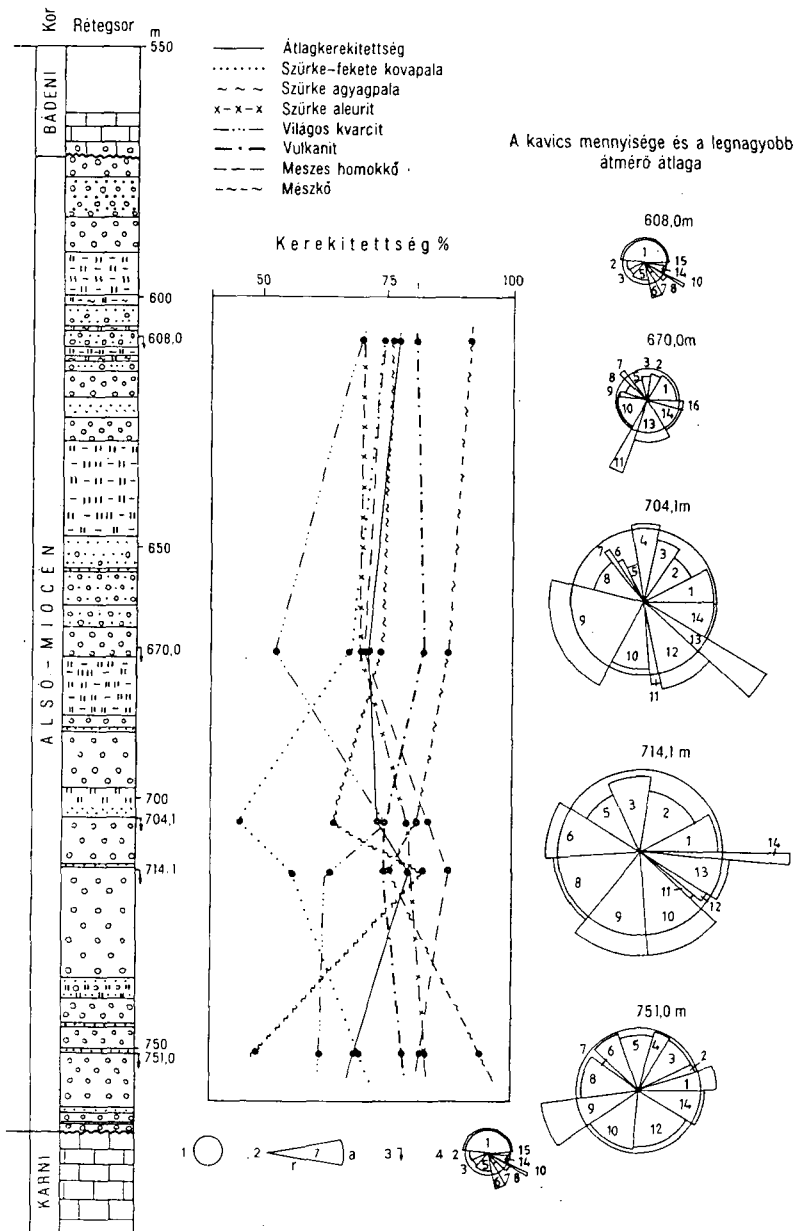
TRIASZ	KIVARTER			
	PLIOCÉN			
	BALATONI (FELSŐ-PANNÓNIAI)			
	Dunántúli Formáció Főcso.			
FELSŐ- TRIASZ	KUNSAGI (ALSÓ-PANNÓNIAI)			
	Peremartoni Formáció Főcso.			
	Dráva Formáció			
	Tótfaj F. Beleznai F.			
KARNI	MIOCÉN			
	Származata			
	BADENI			
	Rákosi F.			
KARNI	ALSÓ-MIOCÉN OTTNANGI-KÁRPÁTI ALSÓ-BADENI ?			
	Somi Formáció			
	Tinnyei F.			
	Kozárdi F.			





2. ábra. A Som 1. sz. fúrás vázlatos földtani szelvénye
(szerkesztette: JÁMBOR Á.—RÁLISCH L.-né 1987)

Fig. 2. A sketch geological profile of borehole Som 1
(after Á. JÁMBOR and E. RÁLISCH-FELGENHAUER 1987)



3. ábra. A Som 1. sz. fúrás kavics vizsgálati eredményei

1. Átlagmérő mm-ben, 2. a=a kavics mennyisége, r=egy szemcsetípus átlagátmérője, 3. a mintavétel helye. — 4. A kavics anyaga: 1. sötétszürke, fekete kovapala, 2. szürke agyapala, 3. szürke aleurit, 4. szürke réteges kvarcit, 5. fehér, világosszürke kvarc, 6. barna, zöld tűzkő, 7. vörösbarna tűzkő, 8. zöldesszürke, lilás vulkanit, 9. szürke (meszes) homokkő, 10. vörös (meszes) homokkő, 11. meszes mikrokonglomerátum, 12. sötétszürke, fekete mészkő, 13. szürke (laminites) mészkő, 14. világosszürke, barna mészkő, 15. vörös, sárgás fehér mészkő, 16. szürke, barnásszürke dolomit

A mészkőkavicsok egy része megegyezik az összlet aljzatában található triász képződményekkel. A világos rózsaszín mészkőkavicsok valószínűleg villányi(?) triász típusúak, a sötétszürke, bitumenes, fehér kalciteres mészkőkavicsokhoz hasonló mészkőveket pedig a mecseki középső-triász alsó részében találunk, de előfordulnak idősebb (bükki típusú karbon) képződményekben is.

Néhány világos szürkésbarna crinoideás mészkőkavics valószínűleg középső-kréta korú, míg a globotruncanás mészmárga, mészkőkavicsok, valamint a meszes kötőanyagú mikrokonglomerátum kavicsok felső-kréta korúak (MISIK M. meghatározása szerint). A mikrokonglomerátum kötőanyagában talált *Pseudosiderolites vidali* bentosz nagy Foraminifera (MISIK meghatározása) biztos felső-kréta kort jelez, de nagy jelentőségű azért is, mert ilyen Foraminiferák a Dunántúli-középhegység felső-kréta képződményeire nem jellemzőek, viszont a Bácsalmás 1. sz. fúrás által feltárt szenon rétegsorban nagy mennyiségben található (HAAS et al. 1987).

A vörös, lilásvörös, sötétszürke és zöldesszürke homokkőkavicsok valószínűleg perm–alsó-triász korúak, és egyaránt származhatnak a mecseki és villányi típusú rétegek lepusztulásából is, valamint a dunántúli-középhegységi területéről is.

A szürke, gyakran arkózás homokkőkavicsok valószínűleg felső-triász–alsó-jura korúak, és a mecseki területről származnak. A metamorf kavicsok általában karbonátos vagy karbonáttartalmú törmelékes kőzetekből származnak. Metamorf fokuk igen gyenge, néhány leuchtenbergites márvány éri el a zöldpala fáciesű besorolást.

Az Iharosberény I. sz. fúrás mezozóos rétegei között találtunk ilyen nagyon gyengén metamorfizált, nagy karbonáttartalmú kőzeteket, de az alpi metamorf területeken sok helyen előfordulnak.

A vizsgált összletben a homokkővek, aleuritok, agyagos aleuritok, aleuritos agyagmárgák és agyagok részben a konglomerátum laza kötőanyagát képezik, részben a konglomerátum felett települnek önálló ciklustagonként. Színük változó: szürke, zöldesszürke, lilásvörös, barnásvörös és főként a pelites rétegekben tarka, vörös-zöld foltos vagy fordítva. Gyengén meszesek és csak elvétve tartalmaznak csillámszemcséket.

A homokkővek mikromineralógiai vizsgálata kimutatta, hogy minden mintában viszonylag nagy mennyiségben fordulnak elő az allotigénszemcsék között magnetit, kromit- és pikotitszemcsék. Ezek jelenléte, LENKEI A. szerint (Som 1. sz. fúrás jelentés) bázisos vulkanitok lepusztulására vezethető vissza, valójában inkább ultrabázitokra. Ebből arra következtethetünk, hogy a lehordási területen viszonylag nagy távolságban, de nagy mennyiségben voltak ofiolitok.

Az összlet felső részében, 600 m körül, a szürke homokkő és homokos aleurit rétegek közé rétegződött finomabb agyagos aleuritos filmek sok szénült növénymaradványt, levélnyomatot megőriztek. A levélnyomatokat HABLY L. határozta meg. Ezek a *Laurus* sp., cf. *Laurophyllum* sp. és cf. *Platanus neptuni* fajokat képviselik.

A Lauraceae család, amely az eocénben jelent meg, az oligocénben és az alsó-miocénben uralkodó volt Magyarország területén.

A rétegsorból más szabad szemmel értékelhető ősmaradvány nem került elő, csak a pollen- és a nannoplankton-vizsgálatok jártak pozitív eredménnyel.

Fig. 3. Gravel composition of borehole Som 1

1. Average diameter, mm, 2. a=amount of gravel, r=average diameter for a type of grain, 3. taking of samples. — 4. Gravel material: 1. dark grey, black siliceous schist, 2. grey shale, 3. grey siltstone, 4. laminated grey quartzite, 5. white, light grey quartz, 6. brown, green chert, 7. reddish-brown chert, 8. greenish-grey, violet volcanite, 9. grey (calcareous) sandstone, 10. red (calcareous) sandstone, 11. calcareous micro-conglomerate, 12. dark grey, black limestone, 13. grey (laminitic) limestone, 14. light grey, brown limestone, 15. reddish, yellowish white limestone, 16. grey, brownishgrey dolomit

BODOR E. meghatározása alapján az 581,0–673,6 m közötti anyagban csak a vastag exinájú páfrányspórák maradtak meg, és 1–2 db Angiospermae. Az előforduló páfrányspórák valamennyien az alsó-miocénben domináns trópusi, szubtrópusi klímaigényű, nedvességedvelő fajok, pl. *Trilites multivallatus*, *Polypodiisporites favus*. A *Leiotriletes microsinousoides* még a felső-oligocénben is megtalálható. Egyetlen példány, miocén korra és tengeri üledékképződésre utaló szerves maradvány is előfordult (*Pleurozonaria concinna*).

BÓNA J. és RÁKOSI L. meghatározásai alapján 614,0 és 686,0 m között a spórák—pol-lenek egy része a paleogénben és neogénben egyaránt előfordul. Vannak azonban olyan fajok is, amelyek jelenléte paleogénre, pontosabban eocénre utal. Ilyenek a *Cicatricosisporites dorogensis*, *Cicatricosisporites rugulatearis*, *Normapollis* indet., *Plicapollis pseudoexcellus*, *Minorpollis* fsp., *Enchimorphomonocolpites echinatus*. Ez utóbbi a Nipa pálma pollenje, amely minden mintában kimutatható. Ezek a fajok Európában az eocénre korlátozódnak, és sósvízű lápi vegetáció tagjaként a mangrovék fontos alkotóelemei.

BÁLDINÉ BEKE M. nannoplankton-vizsgálatai az 580,0–675,0 méterközből származnak. Ezek szerint 600,0–650,0 m között valamennyi mintában előfordult több-kevesebb coccolith. A *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE jelenléte a biztos miocén korra utal, mivel ennek belépése az NN₄ nannozóna bázisára (esetleg az NN₃ legfelső részére) tehető, míg a faj kihalása az NN₅ zóna felső határának jelzője. Ez a Paratethys emeletrendszerben ottngai—kárpáti—alsó-bádeni kornak felel meg. A *Coccolithus pelagicus* WALLICH gyakori előfordulása is a miocénre utal, mivel ez a faj hazai képződményeinkben csak a miocénben volt uralkodó. A mélyebb miocén üledékekre általában jellemző, de itt hiányzó fajok az erős karbonátos oldás hatására utólag tűnhetek el az anyagból. Jellemző még a rétegsorra, hogy minden mintában előfordulnak eocénből (*Discoaster barbadiensis* TAN, *Neococcolithes dubius* [DEFLANDRE], *Cyclococcolithus formosus* KAMPTNER) és krétából (pl. *Watznaueria barnesae* [BLACK], *Ahmuellerella octoradiata* [GORKA]) áthalmozott fajok is.

Következtetések

A vizsgált fúrásban a karni mészkövekre szárazföldi, folyóvízi (delta?) üledékek települnek. Ezek a polimikt konglomerátumok ősmaradványokat nem tartalmaznak. A felső kétharmadában biztosan tengeri képződésű konglomerátum, homokkő-, aleurit-, agyagos aleuritrétegek ciklusosan váltakozó, egyre finomodó együttesének keletkezése valószínűleg úgy magyarázható, hogy a szávai tektonikai fázis nyomán kialakuló blokkos kiemelkedések közé benyomuló tengerbe viszonylag rövid, nagy energiájú folyók, nagy mennyiségű és elég durva szárazföldi törmelékot hordtak be. A tenger előnyomulása és/vagy a reliefenergia csökkenése egyre finomabb szemcséjű üledékképződéssel járt. Ez több rövidebb ciklusban megismétlődött, de az egész folyamat alatt sem vált igazi tengeri üledékgyűjtővé a terület, s megmaradt partközeli fáciesben.

A kavics és a homok anyagvizsgálata alapján a törmelékanyagot a fúrástól ma D-re eső Tiszai Egység néven ismert területről, valamint a vizsgált egység aljzatából származtatjuk. Ez azt jelenti, hogy a két szerkezeti egység már akkor egymás szomszédságában volt, de valószínűleg nem a mainak megfelelő helyzetben. A korai tengerelőntés alapján feltételezhetjük, hogy a mai koordináták szerint a Közép-dunántúli Egységnek ez a része nyugatabbra és délebbre helyezkedett el. A törmelékes anyag jelentős része valószínűleg a Tiszai Egység akkor még felszínén levő, főként kontinentális, kisebbrészt tengeri, eocén képződményeinek lepusztulásából származik.

Ezek alapján feltételezhetjük, hogy a két tektonikai egység valamikor a felső-oligocén végén, az alsó-miocénben már egymás szomszédságában volt.

Az a tény, hogy a kavics anyagában középhegységi eredetű törmelék nem találtunk, valamint a közelben lefűrt nagyberényi fűrás által harántolt mélytengeri paleogén és neogén rétegsor lehetővé teszi azt a feltételezést, hogy a Dunántúli-középhegységtől ugyanakkor jelentős mélységű tenger választotta el, amely a miocén végére bezárult.

Ekkor, tehát a későbbi miocénben alakulhatott ki a maihoz közel álló szerkezeti kép. A középhegységi egység a terület É-i szomszédságába került, és elkezdődött annak a medencének a kialakulása amelyik végül a pannóniai korszakban teljesedett ki.

IRODALOM – REFERENCES

- BALÁZS E. et al. 1981: Magyarország eocén—oligocén határképződmények szerkezeti-faciális vázlata. — Földt. Közl. 111.: 145—156.
- BÁLDI I. 1971: A magyarországi alsómiocén. — Földt. Közl. 101.: 85—90.
- BÁLDINÉ BEKE M. 1984: A dunántúli paleogén képződmények nannoplanktonja. — Geol. Hung. ser. Paleontologica 43.
- BODZAY I. 1968: Magyarország délnyugati részén kifejlődött miocén képződmények rétegtani és ösföldrajzi vázlata a szénhidrogén-kutató mélyfűrésok alapján. — Földt. Közl. 98.: 76—90.
- HAAS J. 1987: A Duna—Tisza közti felső-kréta bacsalmási alapszelvénye. — Földt. Int. Évi Jel. 1985-ről: 137—164.
- HAAS J.—RÁLISCH-FELGENHAUER E.—ORAVECZ-SCHEFFER A.—NAGY E.—BÉRCZI-MAKK A. 1988: Triassic key sections in the Mid-Transdanubian (Igal) structural zone. — Acta. Geol. Hung. 31.: 3—17.
- HALMAI J. et al. 1982: Jelentés a Tengelic 2. sz. fűrás földtani eredményeiről. — Földt. Int. Évk. 65.
- HÁMOR G. 1970: A kelet-mecseki miocén. — Földt. Int. Évk. 53.
- JÁMBOR Á. 1966: A Zsámbék környéki miocén rétegek nyomelemvizsgálatainak eredményei. — Földt. Int. Adattár ter.: 1724. Kézirat.
- 1968: Lajoskomárom 1. sz. szerkezetkutató fűrás anyagvizsgálatai eredményei. — Földt. Int. Adattár, 512/2. Kézirat.
- 1969: A Sárvár 2. sz. fűrás rétegsora. — Földt. Int. Adattár, 1707/1. Kézirat.
- 1976: A budajenői Bő. 2. sz. fűrás földtani eredményei. — Földt. Int. Adattár, 1344/3. Ter.: 5863. Kézirat.
- JÁMBOR Á.—KORPÁS L. 1971: A Dunántúli-középhegység kavicsképződményeinek rétegtani helyzete. — Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről: 75—92.
- JÁMBOR Á.—KORPÁS L.—KRETZOI M.—PÁLFALVY I.—RÁKOSI L. 1971: A dunántúli oligocén képződmények rétegtani problémái. — Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről: 141—154.
- KORPÁS L. 1981: A Dunántúli-középhegység oligocén—alsó-miocén képződményei. — Földt. Int. Évk. 64.
- LELKESNÉ FELVÁRI GY. 1983: Néhány megjegyzés a hazai durvatörmelékes képződmények vizsgálatához. — Földt. Int. Adattár. Ter.: 12381. Kézirat.
- RAVASZNÉ BARANYAI L. 1973: A kelet-mecseki miocén képződmények ásvány-kőzettani vizsgálata. — Földt. Int. Évk. 53.: 487—741.
- RUCHIN L. B. 1958: Grundzüge der Lithologie. — Akademie Verlag Berlin: 473—483.
- SZENTGYÖRGYI K. 1982: Az alföldi felső-kréta kőzetrétegtani egységei. — Ált. Földt. Szemle, 17.: 115—144.
- WÉBER B. 1982: A Mecsekalja árok neogén és paleogén képződményeiről. — Földt. Közl. 112.: 209—240.
- 1985: Paleogén rétegek Szigetvár környékén. — Földt. Közl. 115. (1—2): 1—21.

AN EARLY NEOGENE DETRITAL SEQUENCE OF BOREHOLE SOM 1

by

E. RÁLISCH-FELGENHAUER

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC: 551.781.3+551.782.1(439.123)

Key-words: exploration well, sequence, sedimentary petrology, conglomerate, gravel, palynology, paleontological investigations, Lower Miocene, Outer Somogy (Transdanubia)

Structure exploratory borehole Som 1 with full coring and well-logging, complete material testing and evaluation was drilled in 1983, at a distance of approx. 20 km from Siófok, in the confines of village Som.

The borehole penetrated, in a depth interval ranging from 766.9 to 572.0 m, a detrital sequence deposited, with unconformity, between Upper Triassic—Carnian and Upper Badenian beds. In this sequence the dominant rock type is an unconsolidated, polymict conglomerate, followed, in decreasing order of dominance, by argillaceous silt, sandstone, silty clay and silty claymarl.

As shown by petrological and paleontological examinations, the sequence studied is as old as Early Miocene, with rocks deriving from the area of the Central Transdanubian structural unit and from the Tisza structural unit.

This means that during the Early Miocene the Central Transdanubian unit and the Tisza unit were adjacent, whereas they were separated from the Transdanubian Central Range by a relatively deep sea.

A BERHIDA 3. SZ. FÚRÁS PALEOMÁGNESES ÉS FÖLDTANI VIZSGÁLATA

KÓRAY JÓZSEF—HÁMOR TAMÁS—LANTOS MIKLÓS—MÜLLER PÁL

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 551.782:569:550.835(234.373.1)

T á r g y s z a v a k : litosztratigráfia, biosztratigráfia, Mollusca, radiometrikus kormeghatározás, magnetosztratigráfia, miocén, pannóniai, szarmata, bádeni, kárpáti, ottngangi, Várpalotai-medence

A Várpalotai-medence (Bakony-hegység DK-i előtere) déli folytatásában, Berhida községtől ÉK-re mélyült 1986-ban a Bh. 3. sz. barnakőszén-kutató fúrás. A szerzők — specialisták segítségével — a rétegsort sokoldalúan feldolgozták és értékelték. A litosztratigráfiai, biosztratigráfiai és radiometrikus korvizsgálatok a magnetosztratigráfiai értékeléssel összhangban vannak.

A perm időszakai képződményekre a kárpáti emeletbe tartozó tengeri eredetű rétegsor települ, kb. 17,6 millió éves bázisképződményekkel, összesen 175,6 m vastagsággal. A felette következő kárpáti—alsó-bádeni határ 16,7 millió évre tehető. A felső-bádeni—szarmata határ $14,0 \pm 0,2$ millió évre helyezhető, míg a szarmata—pannóniai határ 12,3 millió évre. A felső-pannóniai (pannon s.l.) ciklust záró édesvízi sorozat teje a fúrásban 5,9 millió éves.

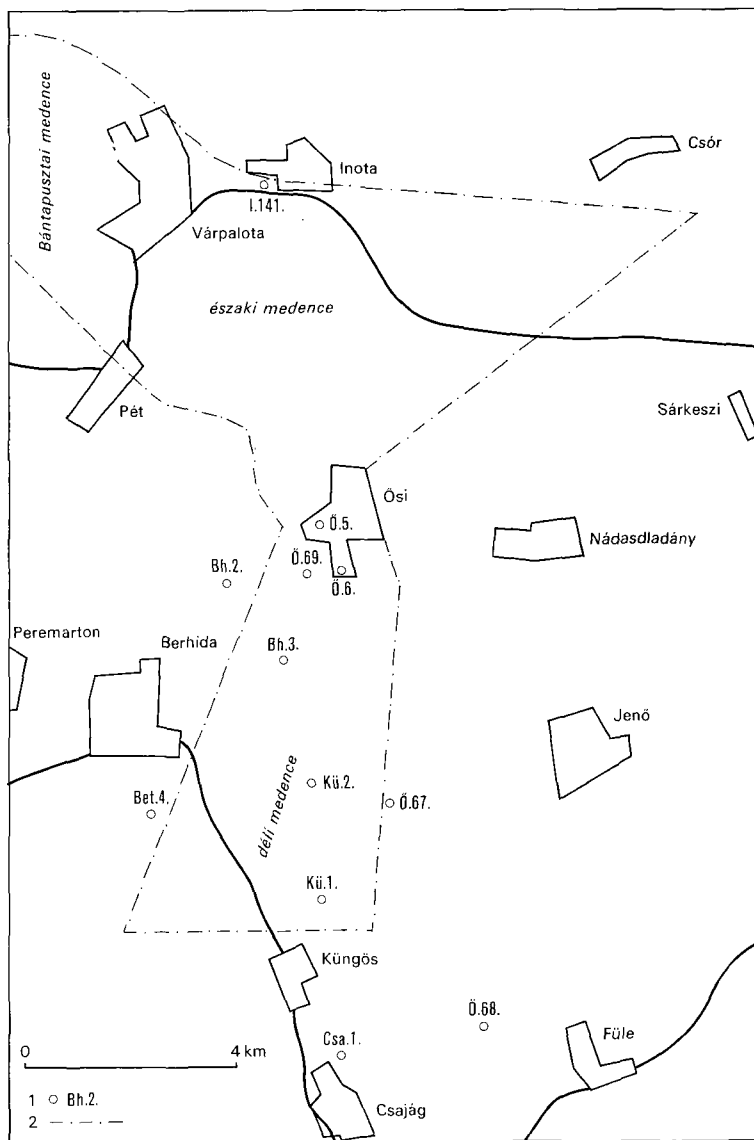
A magnetosztratigráfiai datálás jó összhangban van a biosztratigráfiai (palynológia, paleokarpológia, nannoplankton, Dinoflagellata, Foraminifera, Mollusca, gerinces) vizsgálatok zonációival, a dácittufit betelepülésekből elvégzett radiometrikus (K/Ar) mérésekkel és az üledékciklus-elemzésekkel. Utóbbinál a medence geotektonikai fejlődését is figyelembe vettük. A Bh. 3. sz. fúrás lemélyítése óta megvalósult közeli Kü. 2. sz. fúrás is alátámasztja értékelésünket, azzal a kiegészítéssel, hogy az utóbbiban a kárpáti képződmények alatt az ottngangi emeletbe sorolható szárazföldi üledéksor is kifejlődött.

Bevezetés

Berhida község ÉK-i sarkától K-re kb. 1 km-re 1986-ban mélyítették le a Bh. 3. sz. kutatófúrást. A fúrás lemélyítésére a várpálotai miocén barnakőszén-medence D-i folytatásának előkutatása miatt került sor (1. ábra).

A szerzők közül HÁMOR T. a pannóniai (s.l.) rétegsor terepi feldolgozását, litosztratigráfiai besorolását adta meg, továbbá az organopirit vizsgálatát végezte el. A pannóniai képződmények jellemzése is tőle származik. MÜLLER P. a pannóniai rétegsor malakológiai

vizsgálatát és kronosztratigráfiai értékelését végezte. KÓKAY J. — a fúrás műszaki ellenőre — a pannóniainál idősebb képződmények jellemzését, lito-kronosztratigráfiai besorolását, valamint a makrofauna-vizsgálatokat végezte. LANTOS M. az egész rétegsor paleomágneses vizsgálatával és értékelésével tette teljessé a feldolgozást.



1. ábra. A várpalotai barnakőszén-medence déli folytatásának vázlata

1. Fúrások helye, 2. barnakőszén-terület határa

Fig. 1. A sketch of the southern continuation of the brown coal basin of Várpalota

1. Borehole sites, 2. boundary of brown coal areas

A fúrás értékeléséhez felhasználhatuk még

- SÜTÖNÉ SZENTAI MÁRIA a pannóniai szerves vázú mikrop plankton,
- NAGY ESZTER palynológiai,
- RÁKOSI LÁSZLÓ paleokarpológiai,
- NAGYMAROSY ANDRÁS nannoplankton,
- KORDOS LÁSZLÓ gerinces fauna,
- ELEK IZABELLA szénkőzettani vizsgálatai, továbbá
- RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIÁNAK és BALOGH KADOSÁNAK a dácittufitra vonatkozó radiometrikus kormegállapításait.

A harántolt képződmények leírása

Perm

A fúrásban elért, de át nem fúrt legidősebb képződmény a perm korú vörös homokkő (671,8 m-től 690 m-ig). Ez az ismert képződmény a Balatonfelvidéki Homokkő Formáció alsó tagozatába tartozik, amint erre kavicsos jellege utal.

Miocén

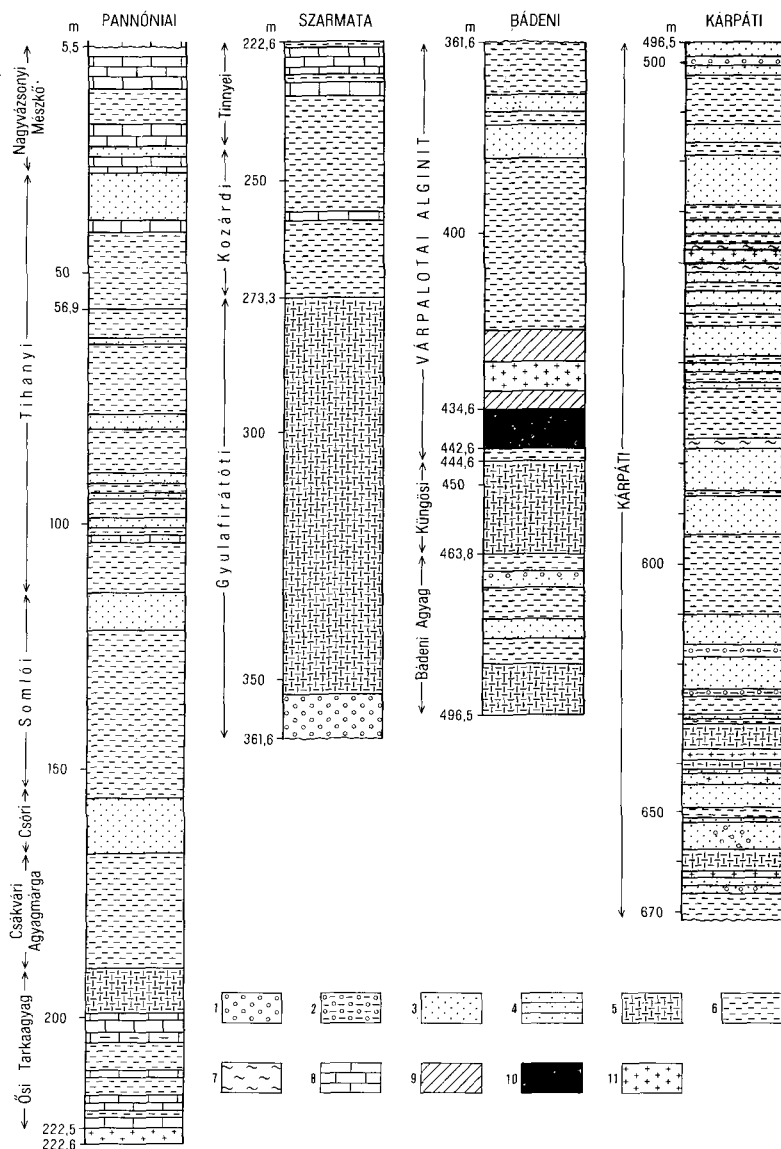
Kárpáti emelet

A fedőhegységi rétegsor 631,5—671,8 m közötti szakasza uralkodóan szürke, sötétebb szürke, szénült növényi részecskéket tartalmazó aleuritből, homokkőből, agyagos homokból áll. A növénymaradványos üledékekben jól felismerhető a környező („balatonfői”) terület paleozóos alaphegységének a szericitpala és az azt áthálózó kvarciterék törmeléke. A rétegsort tarka (uralkodóan barnászvörös) szárazföldi agyag közbetelepülések teszik változatossá. A vöröses színű agyagban a gyökerek mentén gyakori az élénk szürkés-kék elszíneződés. Nem zárható ki — helyi felhalmozódásként folyamatosan süllyedő területen — a vegetáció által megkötött porüledék-eredet, ahol a meleg éghajlaton az eolikus por eredetileg vörös színű volt, és nem utólag oxidálódott fel a ferro-vas ferrivé. A kőzet primér vörös színe elvileg kétféle eredetű lehet:

1. folyóvízi eredetű (öntésiszap), amikor meleg éghajlaton a folyó vörös iszapot szállított;

2. A környező területekről vörös port szállított be a légáramlás, melyet a vegetáció megkötött. Utóbbit támasztja alá az a tény, hogy ritkán ugyan, de ezekben az üledékekben szárazföldi Mollusca-héj maradványok fordulnak elő, míg édesvíziek soha.

A növényi maradványos rétegekben semmiféle olyan ősmaradvány nem fordul elő, amely tengeri kapcsolatra utalna. Nem tartalmaz Foraminifera, Mollusca, tengeri szerves vázú mikro- vagy nannoplankton-maradványt. A növényi reliktumok is szárazföldi eredetre utalnak. Mellettük egyes rétegekben nemritkán organopirit-csomók is előfordulnak. RÁKOSI L. az összletből fenyőfélék, lombos fák és Bryophyta levél részleteket (phyllidium), Myrica magot határozott meg. NAGY E. vizsgálatai szerint tengeri környezetet feltételező planktonszervezetet nem talált. Egyes rétegekből viszont igen gazdag pollenegyütteseket mutatott ki. Helyenként édesvízi lápra utaló maradványok uralkodnak, de mellettük gyakori a ligeterdők flórája, a meleg éghajlatra utaló elegyes lomberdő vegetációja, olykor pedig a hegyvidéki lomberdő fenyőféléinek pollenjei is tömegesek.



2. ábra. A Bh. 3. sz. fúrás rétegoszlója

1. kavics, 2. kavicsos agyag, 3. homok, 4. homokkő, 5. szárazföldi agyag, aleurit, 6. agyag, aleurit, agyagmárga, 7. márga, 8. mészkő, 9. alginit, 10. barnakőszéntelep, 11. dácituffit

Fig. 2. A geological columnar section of borehole Bh 3

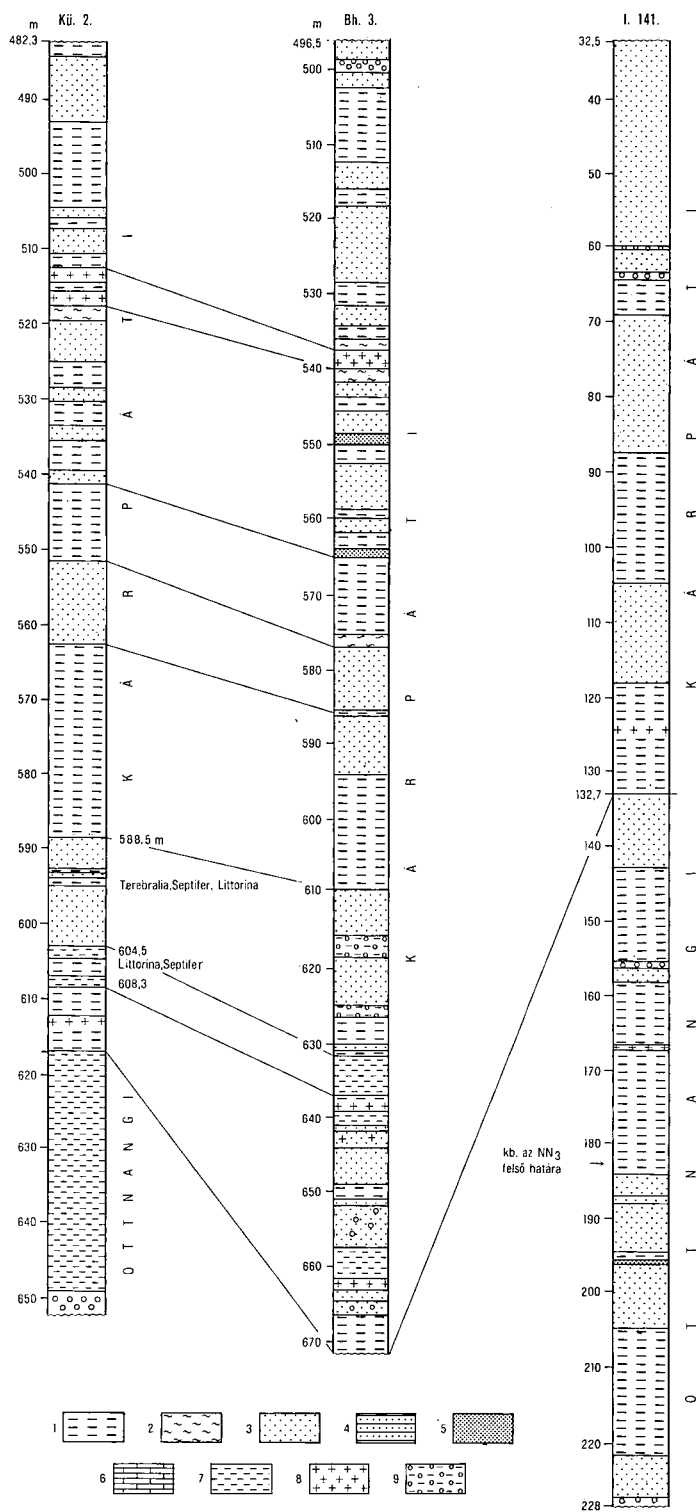
1. Gravel, 2. gravelly clay, 3. sand, 4. sandstone, 5. terrestrial clay, silt, 6. clay, silt, claymarl, 7. marl, 8. limestone, lime mud, calcareous marl, 9. alginite, 10. brown coal seam, 11. dacite tuffite

3. ábra. A Várpalotai-medence kárpáti és ottngangi rétegsorainak rétegtani összevetése

1. pelites üledékek, 2. márga, mészmárga, 3. homok, kavicsos homok, 4. kavics, törmelék, konglomerátum, 5. homokkő, 6. mészkő, 7. szárazföldi (tarka) agyag, aleurit, 8. dácituffit, bentonit, 9. kavicsos agyag

Fig. 3. A stratigraphic comparison of the Karpatian and Ottangian sequences of the Várpalota Basin

1. argillaceous deposits, 2. marl, calcareous marl, 3. sand, gravelly sand, 4. gravel, detritus, conglomerate, 5. sandstone, 6. limestone, 7. terrestrial (variegated) clay, silt, 8. dacite tuffite, bentonite, 9. gravelly clay



A Bh. 3. sz. fúrásnak ezt a szakaszát sikerült párhuzamosítani az 1989-ben 2,5 km-rel délebbre leemélyített Küngös 2. sz. fúrás megfelelő rétegsorával, melyet az összehasonlító fúrásszelvényeken mutatunk be (3. ábra).

Lényeges eltérések:

— A Kü. 2. sz. fúrásban az összlet vékonyabb, pelitesebb kifejlődésű, a közbetelepült tarka, szárazföldi tagok is vékonyabbak.

— A Kü. 2. sz. fúrásban vékony tengeri betelepülés is van, amely a fedő tengeri összlet bázisrétegének faunájával azonos Littorina—Septifer együtttest tartalmaz; NAGY E. a palynológiai vizsgálatokkal a mangrovevegetáció (Avicennia) jelenlétét is kimutatta.

— A Kü. 2. sz. fúrásban a növénymaradványos sorozat alatt 30 m-t meghaladó vastagságú tarka szárazföldi agyagösszlet van, mely a Bh. 3. sz. fúrásból hiányzott, mert ott a növénymaradványos képződmények közvetlenül a perm kori alaphegységre települnek.

A szénült növénymaradványos sorozatot a kárpáti emeletbe soroljuk, mert

— a felette következő tisztán tengeri eredetű pelites-homokos üledéksor a Várpalotai-medencéből átvetítve, részben pedig NAGYMAROSY A. nannoplankton-vizsgálatai alapján is a kárpáti emeletbe tartoznak. Korábban úgy véltük, hogy a tengeri összlet alatti növénymaradványos rétegsor az ottnangi emeletbe sorolandó, mert a Várpalotai-medencében húzó-dó pszeudoantiklinális („rotációs tengely”, KÓKAY J. 1976) gát jellegű szerkezetet ottnangi tengeri képződmény nem fed, tehát a déli ősi berhida—küngösi árokba a süllyedés megindulásával a tenger nem tudott benyomulni. A Kü. 2. sz. fúrás adatai alapján azonban kitért, hogy a növénymaradványos összlet nem az alaphegységre települ a déli medenceág mélyvonalában, hanem egy viszonylag vastagabb tarka, erősen eltérő megjelenésű szárazföldi agyagos üledéksorra. Így a Kü. 2. sz. fúrás által feltárt szárazföldi képződménysort a Várpalotai-medence ottnangi tengeri rétegsorának (3. ábra, Inota 141. sz. fúrás szelvénye) heteromezikus fácieseként tekintjük. A növénymaradványos üledéksor jelenti tehát a kárpáti transzgresszió kezdetét, elmocsarasodással, míg az É-i medencében ennek megfelelően tengeri üledékek találhatók.

A kárpáti növénymaradványos üledéksor külön formációba nincs besorolva, a meglévőkre is csak erőszakolni lehet. Miután nem nagy területen levő kifejlődés, a Garábi Slír Formáció „Berhidai Tagozat” megjelölést javasolom meghonosítani.

A 496,50—631,50 m-ig terjedő üledéksor a kárpáti emelet felső tengeri szakaszát képviseli. Kőzettanilag az üledékösszletnek csaknem a felét pelites (agyagmárga, márga, agyagmárgás aleurit) üledékek képezik, míg a többi uralkodóan homok, alárendelten kavics. Így litosztratigráfiai rendszerünk alapján a Garábi Slír Formációba való sorolás a legmegfelelőbb.

A tengeri rétegsoron belül 537—540 m között viszonylag vastag dacittufit betelepülés van. RAVASZNÉ BARANYAI L. és BALOGH KADOSA radiometrikus K/Ar vizsgálatai szerint a kora $17,6 \pm 0,7$ millió év, mely igen jó adatnak tekinthető, mert összhangban van a nemzetközi konvenciókkal, amennyiben a kárpáti korszakba való sorolás helyességét alátámasztja.

Extrapolált adatok alapján a kárpáti összlet alsó, vastagabb szakasza a NN₄, míg a legfelső zóna a NN₅ nannoplankot szintet képviseli NAGYMAROSY A. vizsgálatai szerint.

A kárpáti tengeri sorozat igen gazdag — részleteiben még nem teljesen feldolgozott — puhatestű faunát tartalmaz. A homokos kifejlődésekben gyakoribb vagy jellegzetes alakok:

Dorsanum ternodosum (HILB.), *D. nodosocostatum uniseratum* KÓKAY, *D. aquense gracilis* PEYR., *Paphia sallomacensis* (FISCHER), *P. benoisti* COSSM. et PEYR., *Pirenella moravica* (HÖRN.), *P. borsodensis* (SCHRÉTER), *Nassa edlaueri* BEER, *Anadara diluvii* (LAMK.), *Arcopsis lactea gaimardi* (PAYRA.), *Proioma rotifera* (LAMK.), *Turritella gradata* MENKE.

A pelites kifejlődésekből:

Callista erycinoides (LAMK.), *Loripes dentatus* (DEFR.), *Corbula gibba* OLIVI, *Turritella eryna turiformis* VOORTH., *T. gradata* MENKE, *Thyasira flexuosa* (MONT.), *Abra parabilis* MERKLIN, *Azor antiquatus vindobonensis* MEZN., *Nuculana fargilis deltoidea* RISSO, *Nassa hörnesi* (AUNG.), *Ringicula auriculata exilis* EICHW., *Chlamys improvisa* (FISCH.—TOURN.), valamint halpikkelyek kerültek elő.

A rétegek Foraminifera együtteseinek általában öbölfácies jellegűek a *Nonion commune* (D'ORB.) és *Rotalia beccarii* (L.) gyakoriságával. Az innen előkerült *Uvigerina parkeri breviformis* PAPP—TURN. alsó-miocén alak. NAGY E. palynológiai vizsgálatai szerint 620 m-től felfelé megjelentek a tengeri planktonszervezetek, leggyakoribbak a Hystricosphaeridaék. A szárazföldről beszállított pollenek és spórák egyes rétegekben faj- és egyedszámban gazdagok. Az édesvízi mocsári fajok ritkák, olykor gyakoribbak a part menti sótűrő növények eme maradványai. A rétegsor az édesvízi ligeterődre utaló pollenekben viszonylag nem túl gazdag, de annál inkább a meleg elegyes lomberdő flórája, helyenként gazdag páfrányvegetációval (valószínűleg páfrányfakkal is, ami csaknem trópusi klímára utal). A hegyvidéki erdő sok fenyőfélével képviselt.

Bádeni emelet

Az alsó-bádeni rétegsor a kárpáti tengeri összlet felett települ, mégpedig a mélyebb tagozata (486,0—496,5 m-ig) tarka, szárazföldi eredetű agyag és aleurit. Ezt a képződménysorozatot az idősebb alsó-bádeni korszakban keletkezettnek tekintjük (KÓKAY J. 1987), mely az ebben az időben megnyilvánult erőteljes hegységképző mozgásokkal áll kapcsolatban.

Szárazföldi összletre nyomult a fiatalabb alsó-bádeni (felső-lagenidaes szint) tenger üledéksora (KÓKAY J. 1987), 463,81—486,0 m közötti mélységben. Ez az összlet az ismert Szabó-féle homokbánya tengeri Mollusca-együttesét tartalmazza, általában a pelites kifejlődésben. Fontosabb és gyakoribb puhatestű maradványai:

Arcopsis helenae (BAUER), *Acanthocardia paucicostata* (SOW.), *Protoma cathedralis* (BRONGN.), *Nassa styriaca* (AUNG.), *N. intersulcata* (HILB.), *Barbatia modioloides pseudobarbata* (SZALAI), *Parvirota várpalotensis* (SZALAI), *Pirenella gamlitzensis theodisca* (ROLLE), *Turritella aquitaniensis* TOURN., *Vaginella austriaca* KITTL.

A Foraminifera fauna jellegtelen, öbölfáciesű. A nannoplankton együttes NAGYMAROSY A. vizsgálatai szerint az NN₃ zónára jellemző (extrapolált adat az É-i medencéből). A formációrendszerben esetleg „Bádeni Agyag”-ként kezelhető.

Az alsó-bádeni tengeri képződmények felett 444,6—463,8 m közötti, ősmaradványok nélküli szárazföldi összletet késszürke homokos agyag és az alsó részén tarka agyagos aleurit építi fel. A formációrendszerbe nem illeszthető be. Esetleg javasolom a „Küngösi Tagozat” megnevezést meghonosítani, mivel a küngösi és az Ősi 69. sz. fúrásokban is megtalálható. A középső-bádeni korszakba való sorolásának indoklása részletesen publikált (KÓKAY J. 1987).

A középső-bádeni szárazföldi eredetű összletre a medence tektonikus beszakadásának eredményeként következik a felső-bádeni üledéksor. Ennek bevezető tagja a várpalotai barnakőszéntelep (és nem széntelepes összlet), mely édesvízi mocsári eredetű. A barnakőszéntelep 434,6—442,6 m-ig tart, alsó felében vékony szenes agyag betelepülésekkel, általában földes-fás lágy barnakőszén. ELEK I. (1987) szénkőzettani vizsgálatai szerint a telep képződése először oszcilláló vízben, javarészt uszadékanyag formájában indult meg, amely átment mély, majd sekély lápi fáciesbe. A telep képződése az újbóli mélyüléssel szakadt meg.

A növényi maradványok között RÁKOSI L. szerint leggyakoribb a *Glyptostrobus europaeus* UNGER, valamint *Cupressoid* ágmaradványok. Kívülük még található: *Microthyrium microscopium* DESM., *Rosellinites congregatus* MESCH., *Azolla tomentosa* NIKITIN, *Celtis* mag, *Pinus* tűk.

A telep fedőjében található a felső-bádeni alginites sorozat (Várpalotai Alginit Formáció), mely a medence továbbmélyülését jelzi.

A széntelepre következő 20 cm-es agyagmárga jellemző puhatestű-ősmaradványai: *Bithynia vadaszi* (WENZ), *Theodoxus crenulatus varpalotensis* BARTHA.

A telep fölötti 3,1 m vastag lemezes, mészkiválásos alginitre 6,7 m dácittufit következik. Ez alul durvább szemcséjű és biotitos, felfelé finomodó szemnagyságú; az alsó 20 cm-ben apró (1–2 mm) horzsák is felismerhető.

Ez a dácittufa réteg az egész Várpalotai-medencében kifejlődött. Fúrásokból és felszíni feltárásokból vizsgált anyag radiometrikus kora (RAVASZNÉ BARANYAI L. és BALOGH KADOSA) átlagos értékben 14,2 millió év (KÓKAY J. 1987), mely jól beillik a felső-bádeni korzak kezdetébe.

A felső-bádeni rétegsorban felfelé haladva 385,7 m-ig tart a pelites (alginit, agyagmárga, legfelül agyagos aleurit) sorozat, amelyben lemezes mészkiválások (inkább alul) is találhatóak, valamint ritkán puhatestű-maradványok [*Congerina boeckhi* WENZ, *Bithynia vadaszi* (WENZ), *Theodoxus crenulatus varpalotensis* BARTHA]. 372,3 m-ig uralkodóan finom és közepes szemcséjű homokösszetétel következik agyagos aleuritpadokkal tarkítva, majd 361 m-ig huminites agyag- és aleuritsorozat települ egy-egy *Bithynia* és *Theodoxus*-maradvánnyal.

A kőszénfedő alginites sorozat felső-bádenibe való tartozásával már korábban részletebben foglalkoztunk (KÓKAY J. 1987).

Szarmata emelet

A felső-bádeni összletre a szarmata üledéksor következik mégpedig 273,3–361,6 m-ig a szárazföldi eredetű *Gyulafirátóti Formáció*. A felső-bádenire közvetlenül 8,4 m durva kavics települ, melynek érdekessége, hogy először jelentkezik a D-i medencesüllyedés történetében triász kőzet a szericit-kloritpala és kvarciterék törmelékén kívül. A továbbiakban a tarkaagyag- és aleuritsorozatban a kavicsos betelepülések alárendeltek. A szárazföldi összlet felső néhány méterében (273,3–281,8 m-ig) gömbös-rostos szerkezetű, alagáktól eredő mészkonkréciók találhatóak, melyek tenger menti, lagúna eredetű képződményeknek tekinthetők.

A szarmata emeletbe tartozó tengeri üledéksor ebben a fúrásban nem a legszebb és legteljesebb kifejlődésű, ugyanis D felé haladva (Küngös 1. és 2. sz. fúrások) a tengeri képződmények vastagszanak a Gyulafirátóti Formáció rovására, és a pelites tengeri üledéksorban papírvékony gipszlemez is megjelennek. A Bh. 3. sz. fúrásban 243,8–273,3 m között a vastag szárazföldi összlet fedőjében viszonylag vékony a kozárdi alemeletbe tartozó márga, agyagmárga és agyag eredetű, gazdag puhatestű-faunát tartalmazó üledéksor (Kozárdi Formáció) települ.

Jellemzőbb és gyakoribb Mollusca-félék:

Abra reflexa (EICHW.), *Dorsanum duplicatum* (SOW.), *Solen subfragilis* EICHW., *Musculus sarmaticus* (GAT.), *Mactra eichwaldi* LASK., *Nassa colorata* (EICHW.), *Pirenella nodosoplicata* (HÖRN.), *Pirenella picta* (BAST.), *Cerithium rubiginosum subtypicum* SACCO, *Mohrensternia angulata* (EICHW.), *M. sarmatica* FRIEDB., *Theodoxus pictus* (FÉR.).

Az idősebb szarmata tengeri üledéksorra kavicsos agyaggal következik a tinnyei alemeletbe tartozó szárazföldi összlet (222,6–243,8 m). A sorozat uralkodóan agyagos kép-

zöldményekből áll, de mészkő, mésziszap- és mészmárgarétegek, valamint szárazföldi tarka agyag padok is települnek a tengeri összleten belül (Tinnyei Formáció).

A gyakoribb és jellemzőbb puhatestű-maradványok:

Pirenella disjuncta (Sow.), *P. hartbergensis extorta* (KÓKAY), *P. picta* (BAST.), *Gibbula picta* (HÖRN.), *Calliostoma poppelacki* (PARTSCH.), *Maetra vitaliana* EICHW., *Cardium vindobonense* PARTSCH., *C. plicatofittoni* SINZ., *C. latusulcum* MÜNST., *Erilia pusilla dissita* EICHW., *Musculus sar-macitus* (GAT.), *Modiolus incrassatus* (D'ORB.), *Dorsanum duplicatum* (Sow.), *Irus gregarius* (PARTSCH.).

A szarmata—pannóniai határt a 222,6 m fölött települő 5 cm vastag biotitos dácittufftal vontuk meg, amelynek a radiometrikus kora $12,6 \pm 0,5$ millió év (RAVASZNÉ BARANYAI L.—BALOGH KADOSA).

A szarmata képződmények legteteteje — 222,6—223,9 m-ig — vitathatóan szarmata korú; a „pannóniai” átmeneti rétegeket (ún. bécsi medencei „A” zóna) képviselik sok apró, sűrű bordájú és rossz megtartású *Cardium*-féleséggel, valamint szarmata reliktumként apró *Modiolus incrassatus* (D'ORB.) példányokkal és tömegesen *Rotalia beccarii* (L.) Foraminiferával (KÓKAY J. 1954. p. 32.).

Pannóniai (s.l.) képződmények (223,2—5,5 m-ig)

Peremartoni Főcsoport (223,2—153,8 m-ig)

Ósi Tarkaagyag Formáció (223,2—190,3 m)

Az Ósi Tarkaagyag Formáció fekjéből, a szarmata Gyulafirátóti Formációból folyamatos átmenettel fejlődik ki. A határ, lefelé haladva, ott vonható meg, ahol a tarka agyag-, agyagmárga rétegeket világosszürke, szarmata makrofaunát tartalmazó mészmárga és mészkő váltja fel. Alkalmas litosztratigráfiai határképződménynek mutatkozott volna a 222,7—222,6 m között harántolt dácittufa is, de e jól követhető tufaszint alatt a Dunántúli-középhegység DK-i előterének más szelvényeiben még pannóniai üledékek települnek (JÁMBOR Á. 1980). A formáció fedője a Csákvári Formáció, elhatárolásuk éles köztettani változáshoz köthető, a tarka rétegekre — hirtelen átmenettel — zöldesszürke szemcsés-gümös elválású márga, ill. sötétszürke lemezes-kagylós elválású agyagmárgás aleurolit következik.

A sztratotípusához közel feltárt Ósi Tarkaagyag Formáció vastagsága (32,7 m) és ki-fejlődése átlagosnak tekinthető. Leggyakoribb képződménye a világosszürke tarka, sárga, sárgászöld, zöldesszürke foltos, szemcsésen esetleg fényes rogyási felületek mentén széteső agyagmárga, ill. aleuritos agyag, melyben gyakoriak a gyökérnyomok, az ezekhez vagy a kiszáradáshoz kapcsolható hajszálrepedések, és a 2—3, max. 4 mm-es, jól kerekített kvarckavicsok. 205,9—205,1 m között az agyagmárgában rendszertelenül elszórtan, 4 mm-es fészkekben, oszlopos-tűs zsírfényű gipsz kristályhalmazokat észleltünk. A másik fő kőzettípus a világosszürke, ritkábban halvány-sárga foltos, kagylós, esetenként szemcsés-gümös elválású mészmárga, melynek szövetében meszes, ill. szénült gyökérmaradványok, helyenként 2 mm-es, fehér zsírfényű kvarckavicsok és Ostracoda héjak figyelhetők meg. Két agyagmárgarétegben zsinórként, ill. 205,1—204,9 m között önálló réteggént huminites agyagot tárt fel a fúrás, mely sötétszürke, gumósan elváló, szövetében sok apró szénült növényi törmelékkel.

A formáció képződményeiből gyér szerves vázú mikrop plankton került elő. SÜTŐNÉ SZENTAI M. ezeket a Spiniferites bentori oblongus zónába sorolta. Az itt talált *Mecsekia* sp. és a *Mecsekia incrassata* SÜTŐ-SZENTAI formák a szarmata—pannóniai határzónákban fordulnak elő, de a *Gonyaulax digitale* (POUCHET) KOFOID fajnak is szerepeltek pontiadinoid jellegű és köztes stádiumú thecái. A formáció képződményeiben MÜLLER P. néhány *Cardiidae* sp. töredéket határozott meg.

Az Ősi Tarkaagyag Formáció döntő hányada meleg—mérsékelt éghajlaton, rövid időszakokra teljesen kiszáradó, csökkentsős-vízű, max. néhány m mély lagúnában rakódott le. Elég, ha a diszperz pirit, ill. vasmonoszulfid-tartalom bomlásából származtatható limonit-foltokra és gipszkiválásra, gyökérnyomokra, száradási repedésekre, és a szemcsés-gumós elválásra utalunk. Tartósan vízzel borítottság és valamivel mélyebb vizet (max. 8–10 m) jelölnek a mészmárgák, és egészen peremi, mocsári—mélylápi(?) viszonyokat a huminites agyag betelepülések.

Csákvári Agyagmárga Formáció (190,3–167,9 m)

A formáció alsó határáról az előzőekben szoltunk, fedője a Csóri Aleurit Formáció. A formáció legfelső, zöldesszürke agyagos aleurit rétege éles, hullámos felület mentén érintkezik a Csóri Aleurit Formáció finom homokos aleurit rétegével. A különbség főként a két képződmény eltérő színárnyalata révén látható, a két réteg közötti és fáciesbeli hasonlósága nem feltételez jelentős üledék- és időhiányt.

A Csákvári Agyagmárga Formáció az átlagosnál (70–190 m) vékonyabb a fúrás szelvényében, 22,4 m. Jellegzetes képződménye a zöldesszürke agyagos, agyagmárgás aleurit, mely lemezesen-kagylósan elváló, vízszintesen rétegzett, gyengén vagy egyáltalán nem meszes. Több rétegben a *Congeria czjzeki* Hörnes félteknők, ill. pillangó-megtartású egyedek tömeges, lumachellaszerű előfordulása figyelhető meg, melyek 0,5–3,0 cm-es ritmuskokban jelentkeznek. A képződmények szövetében sok helyütt szerves eredetű törmeléken és életnyom mentén autigén piritkiválás, 1–2 mm-es lilásfekete szervesanyag-maradványok, Y-alakú életnyomok, Mollusca-héjtörmelék és Ostracoda félteknők figyelhetők meg. Szintén a formációra jellemzők a fáciesidegen, magányosan előforduló 2–4 mm-es, jól kerekített kvarckavicsok, melyek JÁMBOR Á. (1980) szerint nagy halak koprolitjaként, esetleg úszó szigetek által kerültek leülepedésük helyére. A formáció felépítésében alárendelt szerepet játszanak a világosszürke, rétegzetlen, szemcsés-gumós, esetenként kagylós elválású márgás agyagok, mészmárgák, melyekben gyakoriak a fényes rogyási felületek, gyökérmárványok és az apró, néhány mm-es mészfoltok, ill. mészkonkréciók.

A formáció képződményeiben talált, a fekéjéhez képest jóval gazdagabb szerves vázú mikrop planktont SÜTŐNÉ SZENTAI M. (1987) a Spiniferites bentori oblongus zónába sorolta. Itt dominálnak a planktonikus elemek (pl. *Gonyaulax digitale tertius*, *Dinoflagellata* 72. forma), de gyakoriak a kozmopolita édesvízi zöldalgák is (*Botryococcus braunii* KÜTZIG).

MÜLLER P. az összletből a *Congeria czjzeki* HÖRNES, *C. cf. balatonica* PARTSCH, *C. cf. neumayri* ANDRUSOV, *Lymnocardium triangulatocostatum* (HALAVÁTS), *L. cf. trifkovi* BRUSINA, *Parvidacna tinnyeana* (LÖRENTHEY), *Hydrobia cf. subula* (FUCHS), *Planorbarius* sp. taxonokat határozott meg.

A Csákvári Agyagmárga Formáció képződményeinek nagyobb része 10–30 m mély, csökkentsősvízű, szellőztetlen, partközeli medencerészekben, lagunákban rakódott le. A formáció ezen rétegei a leganoxikusabb üledékek a Dunántúli-középhegység pannónai összletében, eltekintve a felső-pannóniai olajpaláktól. Ezt igazolja a nagy piritkötésű kén-tartalom (1,16%), a szintén magas szervesszén-tartalom (1,43%) és ezek kicsiny hányadosa (C/S = 1,2) is. Az üledékképződés azonban esetenként ettől eltérően sekélyebb növényzettel sűrűn benőtt lagunákban folyt.

Csóri Aleurit Formáció (167,9–153,8 m)

A Csóri Formáció mind fekéjénél mind fedőjénél durvább, pszammitos összetételű, amely megkönnyítette az elhatárolást. Fedője, a Somlói Formáció folyamatosan fejlődik ki belőle, de a változást 159,6 m-nél a szerves vázú mikrop plankton-vizsgálatok is jelezték, megjelenik a *Spiniferites paradoxus* (COOKSON et EISENACK) SARJEANT, a *Sp. bentori* (ROSSIGNOL) WALL et DALE subsp. *coniunctus* SÜTŐ-SZENTAI, az *Impagidinium globosum*.

A formációt aleuritos homok és homokos, ill. agyagmárgás aleurit építi fel. Az aleuritos homok középszürke, rétegzetlen, finom szemű, laza, mészmentes. 161,5 m-ben elszórtan apró (max. 4 mm-es), kvarckavicsok figyelhetők meg. A jól osztályozott homokszemcsék anyaga is döntően kvarc, mellette kevés a muszkovit és a földpát.

A finom homokos és az agyagmárgás aleurit valamivel sötétebb szürke, szemcsésen elváló, helyenként erősen bioturbált, ágas-bogas *Pectinaria* lakócsőmaradványokkal, 1,5×6 cm-es piritesedett-szénült fatörzsdarabokkal, kevés *Mollusca*-héjtöredékekkel és 0,1–1,0 mm-es, azonosíthatatlan, szerves eredetű, izometrikus, ill. szálas alakú törmelékkel.

A formációban 155,2 m-ben MÜLLER P. *Congeria zagrabiensis* (BRUS.), *Limnocardium secans* (FUCHS), *Gyraulus* sp. alakokat határozott meg.

A közettani összetétel és az üledékjegyek hullámbázis feletti, mozgatott sekély vízi ki-fejlődést bizonyítana.

Dunántúli Főcsoport (153,8–5,5 m-ig)

Somlói Formáció (153,8–114,6 m)

A Somlói Formáció alsó határáról az előzőekben szóltunk. Fedőjében a Tihanyi Formáció folyamatosan fejlődik ki; a határ felett megjelennek a világosszürke, tarka, változatos képződmények, az átlagos rétegvastagság 3,6 m-ről 1,9 m-re jelentősen csökken, de a makrofauna összetételében is változás észlelhető (MÜLLER P.).

A 39,2 m-es, átlagos vastagságú összlet agyagmárgás aleurit, aleuritos agyagmárga és aleuritos homok váltakozásából épül fel. A Somlói Formációban másutt gyakori kötőanyag nélküli laza aleuritok és a lemezes-kagylós elválású, vat-faciesű agyagmárgás aleuritok ebben a szelvényben kisebb jelentőségűek.

A szürke, kagylós, helyenként szemcsés elválású agyagmárgák, aleuritos agyagmárgák réteglapjain sok tizedmilliméteres szénült növényi törmelék, *Mollusca*-héjtöredék és *Ostracoda*-héj, többnyire életnyomokhoz kötődő piritkiválás figyelhető meg. 150,0–150,2 m között közel függőleges kora diagenetikus hajszálrepedést észleltünk, melynek felületét átetsző szürke máz, valamint lefelé csökkenő intenzitású piritkiválás fedte.

A szürke finom homokos aleurit, ill. aleuritos homok rétegzett, lemezesen elváló, helyenként ívesen keresztarétegzett, a réteglapokon muszkovit feldúsulással. Jellegzetesek a rétegzésre merőleges 2–6 mm átmérőjű, hengeres életnyomok (*Arenicola marina*). 142,9 m-nél 10 cm-es limonitos kötőanyagú, *Mollusca*-lumachellás homokbetelepülés figyelhető meg. A formáció felső részén harántolt homok szürke, vízszintesen mikrorétegzett, másutt ívesen keresztarétegzett. Anyaga apró-középszemű, jól osztályozott, gyakori benne a kvarc mellett a muszkovit, földpát, klorit, gránát és az epidot.

A formáció alsó, szerves vázú mikrop planktonban gazdag része a *Spiniferites paradoxus* zónába tartozik, míg 138,5 m felett már egy rohamosan elszegényedő felső-pannóniai együttest talált SÜTŐNÉ SZENTAI M. Érdekesség, hogy ugyanebben a méterközben jelenik meg lefelé haladva az első üledékes piritkiválás.

A formáció makrofaunája a *Congeria ungulacprae*-s együttes — a névadó alak jelenléte nélkül —, a nagy *Limnocardium*ok, *Congeriák* (*C. praerhomboidea*) és a *Dreissena auricularis* által jellemzett.

A formáció képződményei az alsó-pannóniaihoz képest melegebb, talán már szubtrópusi éghajlaton, erősen lecsökkent (kb. 3–4‰-es) sótartalmú vízben rakódtak le. A formáció alsó szakaszától eltekintve az üledékképződés jól szellőzött, néhány méter mély vízben zajlott, a partszegélyen és a feltehetőleg létező turzásgátnál áramlásos közegben, míg az elzárt laguna mélyebb részein pangás is kialakulhatott.

Tihanyi Formáció (114,6—30,6 m)

A formáció felső határát a Nagyvázsonyi Formáció jellegzetes fehér mészkő—mészmárga rétegeinek megjelenésével húzhatók meg, ahol a legalsó réteghatár egy éles, 6°-os dőlésű felület volt. Mint említettük, a Tihanyi Formáció felépítésére a változékonyság a jellemző. Homok, aleurit, agyagmárgás aleurit, agyagmárga, mészmárga, huminites agyag sűrűn váltakozik, de lignit- és egy hematitcsíkot is harántolt a fúrás. Majd mindegyik képződményben előfordul határozatlan kontúrú halványsárga és vörös limonitos elszíneződés.

A homok jellemzői hasonlóak a Somlói Formációban harántoltakéhoz: apró-középszemű, jól osztályozott, meszes, általában rétegzettek, a rétegdőlés 2—5°. Az agyagmárgás aleurit, aleuritós agyagmárga általában világosszürke limonitos foltokkal, szemcsés-gumós elválású, gyökérnyomokkal, fényes rogyási felületekkel, mészkonkréciókkal, sőt helyenként mangán-dioxid kiválással. Huminites agyagot 110,2—110,6 m között tárt fel a fúrás, de 76,4 m-ben is megfigyelhető egy 10 cm vastag zöldes-barnásszürke agyagos aleurit réteg, melynek felső 1 cm-e lignitcsík. Szintén egykori savas kémhatású mocsári-lápi környezet terméke az 58,6—58,8 m között észlelt sötétszürke szemcsés-gumós elválású agyagos aleurit, melyben 4—10 mm-es gömbölyűre oldott mészkonkréció kavicsok figyelhetők meg.

Különleges képződmény az 56,9 m-ben sötét zöldesszürke agyagban települt 4 mm-es vörös színű réteg, mely az utólagos röntgendiffrakciós vizsgálatok alapján hematitnak bizonyult. SHEU és PRESLEY (1986) tudósítanak ugyan a Mexikói-öböl egyik anoxikus medencéjéből hematit képződéséről, de itt nagy valószínűséggel egykori lápi tüzek termékével állunk szemben. A goethit és más vas-oxi-hidroxidok ugyanis nagy hőmérsékleten könnyen hematittá dehidratálódnak (BERNER 1969).

A 84,5 m-es mélységből származó mintában SÜTÖNÉ SZENTES M. elszegényedő felsőpannoniai együest határozott meg, közte a szintjelző *Impagidinium globosum* alakkal. A többi minta mikroplankton nem tartalmazott.

A formáció üledékeiben a *Limnocardium decorum*, *Viviparus sadleri*, *Congerina baltonica* és más fajok mellett megjelenik a *Planorbis* sp., *Helicidae* sp. (MÜLLER P.). KORDOS L. 87,3 m-ben *Trogontherium minutum* kis méretű hódfaj fogát határozta meg.

A formáció képződményei szubtrópusi klímán, 58,0 m felett édesvízi körülmények között rakódtak le. A változatos kőzeteknek megfelelően az üledékképződés változatos szintereken zajlott a néhány m mély lagunától a peremi mocsárig bezárólag, de felfelé a kiszáradó tavi-mocsári rétegek válnak uralkodóvá.

Nagyvázsonyi Formáció (30,6—5,5 m)

A formáció alsó határáról szóltunk, fölötté pleisztocén homokos lösz települ éles határral, jelentős üledékhánnal.

Az átlagos vastagságú (25,1 m) Nagyvázsonyi Formáció legjellegzetesebb képződményei a szelvényben a szürkésfehér, rétegzetlen, szemcsés-gumós elválású, porózus szövetű mészszip és a fehér, szürkésfehér, kemény, rétegzett, porózus-likacsos szövetű mészkő—mészmárga, melyek szövetében apró mangán-dioxid-kiválások, helyenként fényes szürkészöld bentonitos agyagbevonat és édesvízi csigák héjdarabjai figyelhetők meg. A köztes aleuritos agyag, agyag-, homokrétegek hasonlóak a Tihanyi Formáció felső részén előfordulókhöz. Az agyag, aleuritos agyag világosszürke, zöldesszürke, limonitfoltos, rétegzetlen, szemcsés-gumós elválású, közepesen meszes, fényes rogyási felületekkel, gyökérnyomokkal. A 25,3—27,4 m között települő homokréteg világosszürke, rétegzetlen, apró-középszemű, laza, széteső, gyengén meszes. Anyaga jól osztályozott összetétele: kvarc, földpát, gránát, muszkovit, epidot.

A formáció képződményei növénymaradványokat nem tartalmaznak. 28,8 m-ben MÜLLER P. *Cepaea* sp.-t és *Helicidae* div. sp.-t határozott meg.

A formáció képződményei teresztrikus, édesvízi, sekély tavi körülmények között rakódtak le.

Negyedidőszak (5,5–0,0 m-ig)

Pleisztocén (5,5–0,6 m-ig)

A valószínűleg felső-pleisztocén homokos lösz világosbarna-fehéressárga, szemcsésen-rögzösen széteső, szemcseösszetétele alapján finom homokos aleurit. Jellemzőek a gyökérmaradványok menti mészkiválás, a max. 3 cm-es mészkonkréciók.

Holocén (5,00–0,0 m-ig)

Talaj, barna, szemcsés elválású, meszes, homokos kavicsos aleurit. A kavicsok mérete 3–40 mm, jól kerekítettek, anyaguk kvarcit és fehéréssárga dolomit.

Paleomágneses vizsgálatok

A paleomágneses vizsgálatra vett mintákat a fúrás helyszínén gyűjtötték 0,5 méterenként. A szétesett magokat nem mintázták meg. Az összes minták száma valamivel több mint 1000. A kemény kőzeteket bronz alapú gyémántkoronggal a helyszínen vágták méretre, az összes mintát kocka alakú műanyag dobozba tették, és légmentesen lezárták.

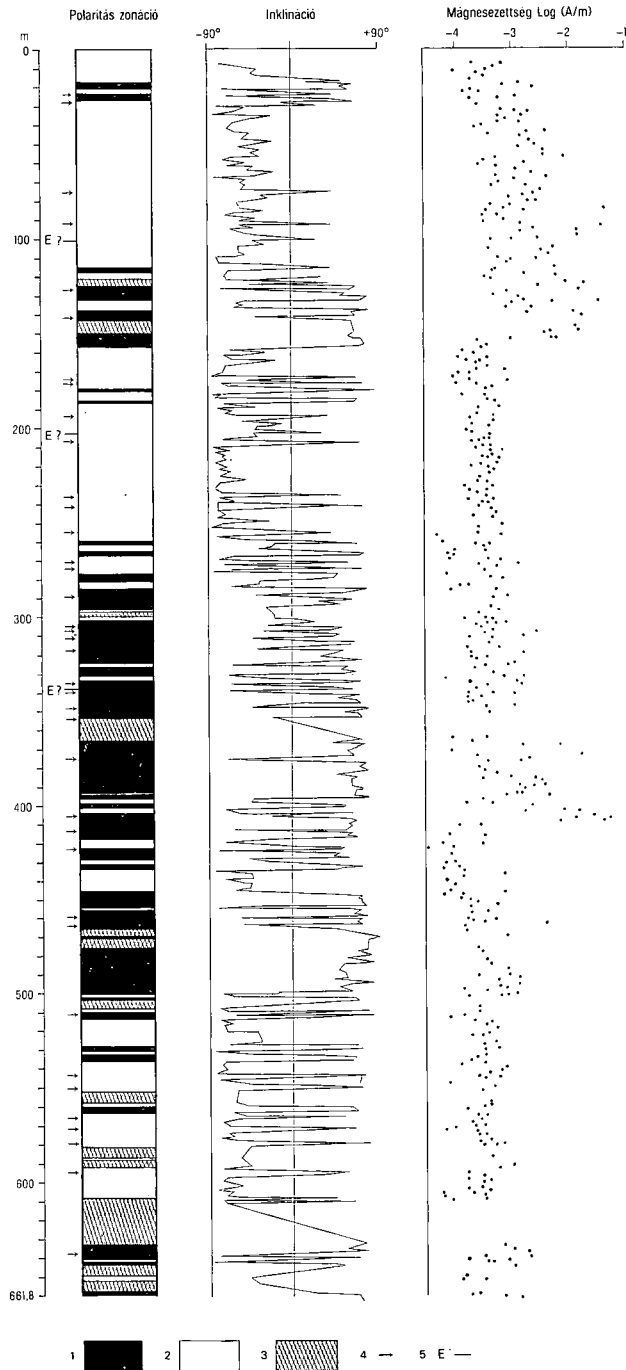
A fúrás anyagát a MÁFI–ELGI közös magnetosztatográfiai laboratóriumában dolgoztuk fel. A mérőműszer egy CCL gyártmányú kriogén magnetométer volt, amelynek zajszintje 5×10^{-5} A/m.

Először a minták természetes remanens mágnesezettségét (NRM) mértük meg. Ez nemcsak a kőzet keletkezésekor létrejött mágnesezettséget tartalmazza, hanem az azóta eltelt időszakban felvett másodlagos komponenseket is, amelyeket mágneses tisztítással lehet eltávolítani. Annak meghatározására, hogy milyen mértékű tisztítást kell alkalmazni, 24 db „pilot” mintát választottunk ki úgy, hogy azok mind a kőzettípusok, mind a mélység, mind a mágneses irányok tekintetében reprezentatívok legyenek. A pilotmintákat váltótérrel lépésenként teljesen lemágneseztük, a maximális térerősség 100 mT (millitesla) volt.

A pilotminták döntő többségének mágnesezettsége kétkomponensű, a stabilabb komponens felel meg az eredeti mágnesezettségnek. A lemágnesezési görbék kiértékelése alapján a fúrás legfelső szakaszának mintáit (122 m-ig) 5 mT erősségű térrel, a 122–496 m közöttieket 15 mT, az ennél mélyebbről származókat 20 mT erősségű térrel mágneseztük le. A többi minta nagy részét egy lépésben mágneseztük le, azokat a mintákat, amelyeknél felmerült a gyanú, hogy ez nem volt elegendő, tovább tisztítottuk. Termikus lemágnesezést a többségében laza mintákon nem végeztünk.

A mért adatok megbízhatóságát több oldalról ellenőriztük. Először is kihagytuk mindazokat az adatokat, amelyek nagy mérési hiba vagy alacsony intenzitás miatt megbízhatatlanok. Ezek általában elszórtan, egyenként fordultak elő, kivéve a 627–632 m közötti szakaszt, ahol az összes mintát kihagytuk, mert igen nagy hibaszöveket kaptunk a többszöri mérés ellenére is. Ezt követően megvizsgáltuk, hogy van-e kapcsolat a kőzetek színe és az inklináció értéke között. A fúrásban ugyanis sok a sárga és a vörös színű kőzet, amelyek esetén mindig felmerül a gyanú, hogy utólagosan színeződtek el, és így mágnesezettségük sem eredeti. Megállapítottuk, hogy a kőzetek színe és az inklináció iránya között korreláció nincs, és akkor sem változik lényegesen a szelvény jellege, ha az összes sárga és vörös színű mintát elhagyjuk. Ebből arra következtetünk, hogy az elszíneződés egyidejű az üledékképződéssel, vagy annál nem sokkal későbbi.

A 4. ábra a fúrás mintáinak lemágnesezés után kapott inklináció és intenzitás szelvényét, továbbá az inklináció értékek alapján szerkesztett polaritás-zonációját mutatja be. (Az áttekinthető ábrázolás érdekében csak minden második pontot tüntettünk fel.)

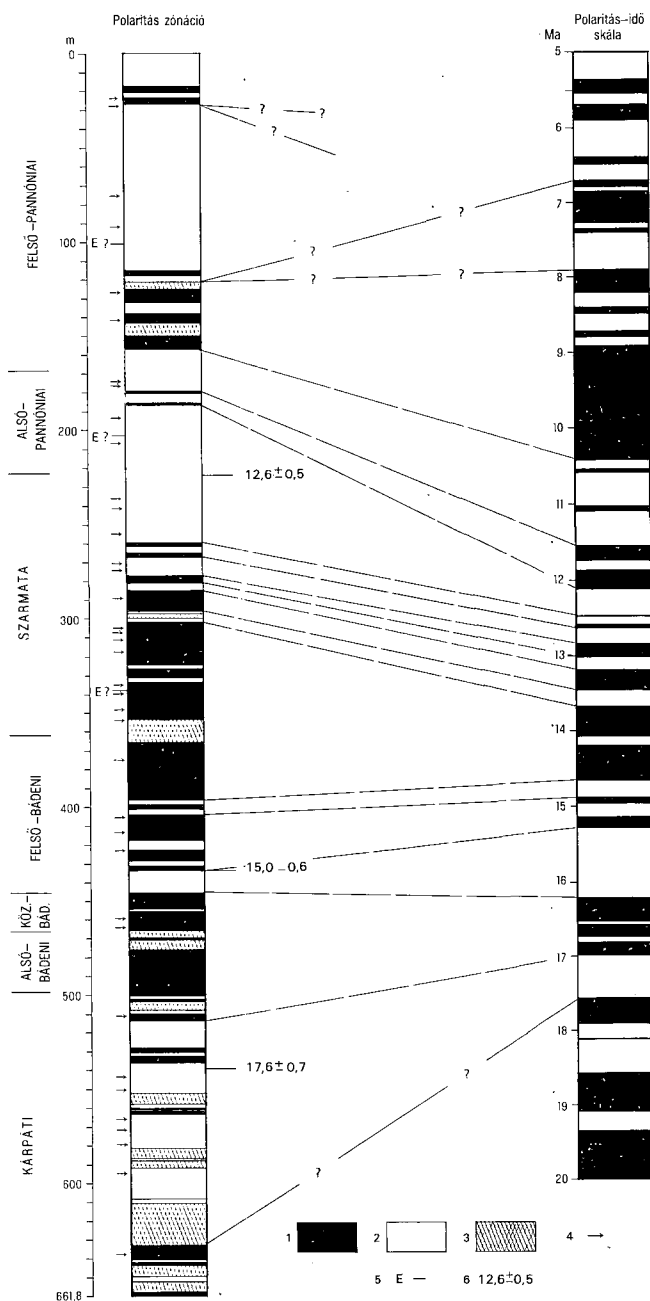


4. ábra. A Bh. 3. sz. fúrás polaritás-zonációja, inklináció és mágneses intenzitás szelvénye. (Az áttekinthető ábrázolás érdekében csak minden második minta van feltüntetve.)

1. Normál polaritás, 2. fordított polaritás, 3. nincs minta, 4. rövid időtartamú átfordulás, 5. átbillenés

Fig. 4. Polarity zonation, inclination and magnetic intensity profiles for borehole Bh. 3. (For a better demonstration, only every second sample is indicated.)

1. Normal polarity, 2. reversed polarity, 3. no sample, 4. short reversal, 5. excursion



5. ábra. A Bh. 3. sz. fúrás polaritás-zonációjának korrelációja a polaritás-idő skálával. A polaritás-idő skála BERGGREN et al. (1985) munkájából

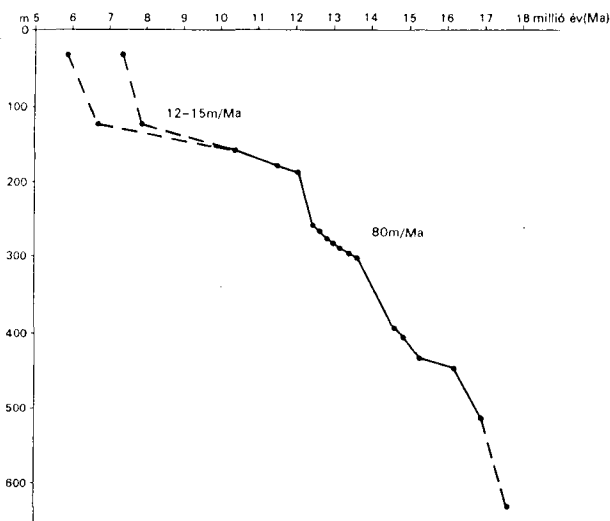
1. Normál polaritás, 2. fordított polaritás, 3. nincs minta, 4. rövid időtartamú átfordulás, 5. átbillenés, 6. K/Ar kor

Fig. 5. Correlation of the polarity zonation of borehole Bh. 3 with the polarity-time scale from BERGGREN et al. (1985)

1. Normal polarity, 2. reversed polarity, 3. no sample, 4. short interval reversal, 5. excursion

A polaritás-zonációt elsősorban a fúrás radioaktív koradatai segítségével korreláltuk a polaritás-idő skálával (BERGGREN et al. 1985). A felső 200 m-en őslénytani adatokat is felhasználunk a Tiszapalkonya I. és a Kaskantyú 2. sz. fúrások eredményeire alapozva, amelyek végleges értelmezése részletes lito-, bio-, magneto- és szeizmosztratigráfiai vizsgálatokkal már lezárult (ELSTON et al. 1990). Az összehasonlítás szerint mind a *Conger*ia *zagrabensis* zóna, mind a *Spiniferites paradoxus* alzóóna arra utal, hogy a Berhida 3. sz. fúrás 157 m fölötti normál polaritású intervalluma az óceáni 5. anomáliának felel meg. A jó szintjelzőnek tekinthető *Impagidinium globosum* utolsó megjelenése a két alföldi fúrásban 6,4, ill. 6,7 millió évnél van, így feltételezhető, hogy ugyanez az esemény a Berhida 3. sz. fúrásban (84,5 m) is 6–7 millió év körül következett be. A polaritás-zonáció korrelációja a polaritás-idő skálával (5. ábra) a fentiek alapján a 10,5–17,0 millió év időintervallumban problémamentes, a szelvény alsó és felső szakaszán azonban megbízhatósága csökken.

A fúrás 8–632 m között települt képződményei az 7,4–(5,9)–17,6 millió év közötti időszak szelvény üledékképződését számottevő időhiány (azaz üledékhiány) nélkül reprezentálják. Az elkészített korreláció alapján megszerkesztettük a fúrás idő-mélység diagramját is (6. ábra), amely az üledékfelhalmozódás sebességéről ad információt.



6. ábra. Az üledékfelhalmozódás változása az időben, a kompaktió figyelembevétele nélkül

Fig. 6. Sedimentation vs. time, with compaction omitted

A szelvény legalsó részének korrelálását megnehezíti az a tény, hogy a szétesett homokok miatt jelentős szakaszon nincs paleomágneses minta. Valószínű azonban, hogy a fúrásban harántolt legidősebb miocén korú kőzetek 18 millió évvel ezelőtt keletkeztek.

A kárpáti–bádeni határ a fúrásban 16,7 millió évre tehető. Az alsó-középső-bádeni határ kora nem határozható meg, a középső–felső-bádeni határ 16,2 millió évnél van. Közvetlenül efölött, a széntelepnél az üledékképződés hirtelen lelassult, a telep fedőjében levő dácittufa „mágneses” kora 15,2 millió év. Ez összhangban van a radiometrikus korral, ugyanakkor valamivel több, mint a medencebeli átlag. A bádeni–szarmata határ kora $14,0 \pm 0,2$ millió év, maghiány miatt pontosan nem adható meg. A szarmata végén és a pannóniai elején az üledékfelhalmozódás felgyorsult, az üledékképződés a magnetosztratigráfia szerint folyamatos volt.

A szarmata—pannóniai határ 12,3 millió évnél húzható meg, jó egyezésben a Nagykozár 2. sz. fúrásban a pannóniai képződmények bázisa fölött harántolt riolittufa $11,6 \pm 0,5$ millió éves korával (JÁMBOR et al. 1988). Az üledékek felhalmozódása 186—115 m között (12,1—7,9 vagy 6,4 millió év) fokozatosan lelassult. A polaritás-zonáció ezen a szakaszon belül részletesen nem korrelálható a polaritás-idő skálával, emiatt az alsó—felső-pannóniai határ kora sem határozható meg pontosan, valahol 8 és 10 millió év között van, összhangban az eddig elkészített magnetosztatográfiai szelvényekkel (ELSTON et al. 1990). A *Conger praerhomboidea* és a *C. zagrabensis* első megjelenése a fúrásban (145,6 m, ill. 155,2 m) STEVANOVIĆ későbbi (1978:316), ill. korábbi (1951) javaslata szerint a pannóniai—pontusi határt jelöli. Az alsó-pannon s.l. (pannon sensu STEVANOVIĆ 1951) a Bécsi-medence zónáival szinthezhető (PAPP 1953). Az előbb említett határ alatt kereshető az „E” zóna, amiben Vösendorfban MN₁₀ zónába tartozó emlősöket találtak. Az MN₁₀ zónát (felső-vallesien) a tortonai emelet alsó felével korrelálják, hozzávetőleg 9—10 millió év körül. Ez tehát még nagyrészt az 5. mágneses anomália idejére esne (BERGGREN 1978:32).

173,8 m körül a *Conger cŕjŕeki* tömeges megjelenésével jellemzett réteg a Bécsi-medence „E” vagy „D” zónájával korrelálható. A fúrásban a mélyebb pannóniai szintek faunaszegénysége korrelációs kísérletre nem jogosít, mindenesetre itt kell keresnünk a Bécsi-medencei „A” — „C” zónákat. A gaiselbergi „C” zóna MN₉ zónába tartozó (alsó-vallesien) emlősfau­nát adott, melyet már az 5. mágneses anomália alá helyezett BERGGREN (1987:32). A fúrásban SÜTÖNÉ SZENTAI M. (1987) 84,8 és 120,1 m-ből a tihanyi Fehérpartról is bizonyított Spiniferites validus zónát, 142,5 m-ből és 142,9 m-ből pedig a Spiniferites paradoxus zónát mutatta ki.

115 m fölött az üledékképződés ismét felgyorsult. A 113,5—84,5 m közötti szakasz puhatestű-faunája tökéletesen megegyezik a tihanyi Fehérpart alsóbb részének faunájával (MÜLLER—SZÓNOKY in press), ahonnan az MN₁₁ zónára jellemző emlősfog került elő (KORDOS 1987:394). A fúrás 87,3 méteréből KORDOS L. *Trogontherium minutum* (H. v. MEYER, 1838) kis méretű hódfaj fogát határozta meg. A fajon belüli fogkorona-magasság trendszerű változása alapján a berhidai lelet az MN_{11–13} zóna formaköréhez áll közel. Az MN₁₁ zónát újabban a felső-tortonai alemelettel korrelálják (AGUSTI in STEININGER et al. 1987:405, szerint kb. 7,2 millió év). Az MN₁₁ zóna időintervallumával (kb. 7—9 millió év) kitűnő összhangban van a tihanyi Fehérpart rétegeit fedő bazalt, melynek K/Ar korát 7,5 millió évben (esetleg mintegy 6,5 millió év körül) határozták meg (BALOGH et al. 1985).

A 28,8 m körüli szakasz párhuzamosítható a Nagyvázsonyi Mész­kő Formáció várpatolai (Inota) előfordulásával, ahol ez a kőzet MN₁₃ zónába tartozó emlősfau­nát adott (KORDOS szóbeli közlés). Valószínűleg azonos korú a Balatontól délre található Prosodacna fauna egy részével. Az MN₁₃ zónát újabban a messinai emelet legfelső részével azonosítják, de felső határa nem egyértelmű (AGUSTI in STEININGER et al. 1987:405).

IRODALOM – REFERENCES

- BALOGH K.—ÁRVÁNÉ SOÓS E.—PÉCSKAY Z. 1985: Magmás kőzetminták K/Ar kormeghatározása. — MTA Atommagkutató Intézete, Debrecen. kézirat.
- BERGGREN W. A. 1987: Neogene Chronology and Chronostratigraphy—new data. — Földt. Int. Évk. 70: 19—41.
- BERGGREN W. A.—KENT D. V.—FLYNN J. J.—VAN COUVERING J. A. 1985: Cenozoic geochronology. — Geol. Soc. Am. Bull. 96. (11): 1407—1418.
- ELSTON D. P.—HÁMOR G.—JÁMBOR Á.—LANTOS M.—RÓNAI A. 1985: Magnetostratigraphy of Neogene strata penetrated in two deep core holes in the Pannonian Basin: Preliminary results. — Geofizikai Közlemények, 31 (1—3): 75—88.

- ELSTON D. P.—LANTOS M.—HÁMOR T. 1990: Az Alföld pannóniai (s.l.) képződményeinek magne-
tosztratigráfiája. — Földt. Int. Évi Jel. 1988-ról: 109—134.
- JÁMBOR Á. et al. 1988: A Nagykozár 2. sz. fúrás kainozóos képződményei. — Földt. Int. Adattár.
Kézirat.
- KÓKAY J. 1954: A várpalotai szarmata. — Földt. Közl. 84: 29—40.
— 1976: Geomechanical investigation of the southeastern margin of the Bakony Mountains and
the age of the Litér fault line. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 20: 245—257.
— 1987: A várpalotai bádeni képződmények rétegtani tagolása és ősföldrajzi rekonstrukciója. —
Földt. Int. Évi Jel. 1985-ről: 235—241.
- KORDOS L. 1987: Neogene Vertebrate Biostratigraphy in Hungary. — Földt. Int. Évkönyv, 70.: 393—
396.
- KORPÁSNÉ HÓDI M. 1983: A Dunántúli-középhegység északi előtere pannóniai Mollusca faunájának
paleoökológiai és biosztratigráfiai vizsgálata. — Földt. Int. Évkönyv, 66.: 1—141.
- LŐRENTHEY I. 1905: Adatok a balatonmelléki pannóniai korú rétegek faunájához és stratigráfiai hely-
zetéhez. In Lóczy ed.: A Balaton term. tud. tanulm. eredm. I.(1): 1—192.
- PAPP A. 1953: Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien. 44.
- STEININGER F.—RÖGEL F.—DERMITZAKIS M. 1987: Report on the rozind table discussion "Mediterra-
ne and Parathetys correlations". — Proceedings of the VIIIth Congr. of the RCMNs: 397—421.
Budapest.
- STEVANOVIĆ P. M. 1951: Donji Pliocen Srbije i susjednijk oblatti: 1—361.
— 1978: Neue pannon—pontische Molluskenarten aus Serbien. — Ann. Geol. pénins. Balk. 42.:
315—344.
- SÜTÖNÉ SZENTAI M. 1987: A szervesvázú mikrop plankton vizsgálat értékelése a Berhida 2. és Berhida
3. sz. fúrásokban. — OFKFKV Központi Anyagvizsgáló Laboratórium, Komló, kézirat.

THE PALEOMAGNETIC AND GEOLOGICAL STUDY OF BOREHOLE SECTION BERHIDA 3

by

J. KÓKAY—T. HÁMOR—M. LANTOS—P. MÜLLER

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC: 551.782:569:550.835(234.373.1)

Key words: Miocene, Pannonian, Sarmatian, Badenian, Karpatian, Ottnangian, lithostratigraphy, biostratigraphy, Mollusca, radiometric dating, magnetostratigraphy, Várpalota Basin (Transdanubia)

Coal exploratory borehole Bh. 3 was drilled in 1968, NE of village Berhida, in the southern extension of the Várpalota Basin (the SE foreland of the Bakony Mts). The authors, with the assistance of specialists, have multilaterally studied the sequence. The lithostratigraphic, biostratigraphic and radiometric dates produced are in accordance with the magnetostratigraphic evaluation.

The Permian formations are overlain by a Karpatian sequence mainly of marine origin, with approx. 17.6—Ma-old basal formations in a total thickness of 175.6 m. The Karpatian—Lower Badenian boundary is dated as 16.7 Ma old, whereas our methods yielded fi-

gures of 14.0 ± 0.2 Ma for the Upper Badenian—Sarmatian boundary, and 12.3 Ma for the Sarmatian—Pannonian boundary. The top of the limnic sequence the Upper Pannonian (Pannonian s. 1.) cycle is dated at 5.9 Ma as determined in the drilled section.

The magnetostratigraphic dating is in agreement with the biostratigraphic zonations (palynology, paleocarpology, nannoplankton, Dinoflagellata, foraminifers, molluscs and vertebrate), moreover with the radiometric (K/Ar) measurements performed on dacite tuff intercalations and cycle analyses. As for the latter, the geotectonic development of the basin was also taken into consideration. Our statements have been confirmed by evidences gained from borehole Kü. 2 drilled a short time later in the nearby where the Ottnangian terrestrial sequence has also been developed beneath the Karpatian formations.

NEGYEDIDŐSZAKI KÉREGMOZGÁSOK ÉS FOLYÓVÍZI ÜLEDÉKFELHALMOZÓDÁS A DUNA-VÖLGYBEN PAKS ÉS MOHÁCS KÖZÖTT

JASKÓ SÁNDOR—KROLOPP ENDRE

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.

H-1143

ETO: 551.24+551.312.3(282.243.7)

T á r g y s z a v a k : szerkezetföldtan, folyóvízi üledékképződés, kutatófúrás, Mollusca fauna, gerinces fauna, litosztratigráfia, biosztratigráfia, negyedidőszak, pannóniai, triász, Duna-völgy

A Kalocsa, Szekszárd, Baja és Mohács környékén lemélyített különböző fúrások rétegsorainak kritikai értékelésével sikerült az eddiginél behatóbban tisztázni a negyedidőszaki folyóvízi lerakódások szerkezetföldtanát. Kalocsánál és Bajánál katlanszerű süllyedések, Bátánál viszont sasbércszerű kiemelkedés található a Duna jelenkori medre alatt. A kavicsrétegek vastagságában és talpmélyiségében mutatkozó hirtelen változások egy horizontális eltolódásra utalnak Tengelic, Paks és Dunapataj vonalában. Ez a Némédi Varga Zoltán által kimutatott Kapos-vonal keleti irányú folytatásának felel meg. Megállapítható, hogy a negyedidőszaki üledékek diszlokációit a régebbi (neogén) szerkezeti elemek újraéledései okozták.

Bevezetés

A pliocén végén és a negyedidőszakban keletkezett folyóhordalék a medenceperemen eredetileg nagyjából vízszintesen rakódott le. Ma már azonban helyenként oldalra billenve, másutt pedig vetődések mentén szétarabolódva, kiemelten vagy besüllyedve található. A fluviális üledékek pontos vizsgálata tehát lehetővé teszi a legfiatalabb tektonikus elmozdulások irányának és nagyságának a kimutatását. Egy régebbi közleményünkben már leírtuk, hogy a Budapest, Adony és Örkény közötti területen a domboldalak kavicsterasza hol és hogyan folytatódnak az Alföld üledéksorába települve (Jaskó—Kordos 1988). Jelen munkánkban a Paks, Kalocsa, Szekszárd, Baja és Mohács közötti folyami lerakódásokkal foglalkozunk. Ezen a vidéken is sok fúrás mélyült az elmúlt évtizedek során. Az ezekre vonatkozó fontosabb irodalom — a fúrások célja és kivitelezési módja szerint csoportosítva — a következő:

Geológiai térképező és szerkezetkutató fúrások

CHIKÁN G. et al. 1986, CHIKÁN G. 1987, FRANYÓ F. 1980; 1988, MIHÁLTZ I. 1953, SÜMEGHY J. 1953.

Mérnökgeológiai fúrások

FODOR T. et al. 1981, MOYZES A.—SCHEUER Gy. 1978.

Parti szűrészű vízművek sekély kútjai

ALTNÖDER A. et al. 1988a, b, c.

Artézi kút-fúrások

ERDÉLYI M. 1955, 1967a, b; MOLNÁR B. 1961, 1977, SÜMEGHY J. 1950, URBANCSEK J. 1963.

Építőipari kavicstelepek kutatófúrásai

DEÁK I.—KARÁCSONYI S.—FONÓ A.-NÉ 1975.

Szénhidrogénkutató fúrások

SÜMEGHY J. 1939, SZÉLES M. 1971.

Gyűjteményes összeállítások

Magyarország Mélyfúrási Alapadatai, Retrospektív sorozat, Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere.

A kinyomtatott és kéziratos fúrásdokumentációk hatalmas adattömegének összegyűjtése, rendszerezése és kritikai kiértékelése* lehetővé tette a szerkezeti felépítés jobb megismerését és olyan összefüggések kimutatását, amelyeket a régebben — kellő részletadatok hiányában — nem tudtak világosan felismerni.

Hangsúlyozzuk azonban, hogy ez a dolgozat kizárólag a kőzetrétegtani egységek település módjára, szerkezetére és korjelző ősmaradványaira vonatkozó adatok felsorolására szorítkozik, mellőzve azt, hogy ezekből következtetéseket próbálunk levonni ősföldrajzi és paleoklimatológiai problémák eldöntésére is.

Kőzetrétegtani leírás

A rétegtani osztályozás és nevezéktan jelenlegi irányelveinek megfelelően a Duna-völgy fiatalkorú fluvialis lerakódásai önálló kőzetformációt alkotnak (Pestkörnyéki Kavics Formáció). Ezt több tagozatra oszthatjuk. A tagozatok száma és kifejlődésmódja tájegységenként változó.

Kalocsa, Szekszárd, Baja és Mohács környékének folyóvízi lerakódásaiban három tagozat különíthető el. Mindegyik tagozat üledéksora általában a legdurvább szemcséjű üledékkal kezdődik, majd felfelé haladva a szemcsenagyság finomodik, egészen a tagozat felső határáig. Gyakori eset, hogy alulról felfelé haladó sorrendben kavics, kavicsos homok, homok, iszap és agyag következik egymásra. Helyenként azonban előfordul, hogy a sorozat csonka: egyik-másik réteg kimarad, például a kavics fölött rögtön agyag következik, homokrégét közbetelepülése nélkül. Az egyes üledékciklusok lerakódásait — a leginkább tanulmányozott előfordulásaikról — Kalocsai, Tolnai és Jánoshalmi Tagozatnak nevezhetjük el.

Megjegyzendő, hogy a Kalocsai és Tolnai Tagozat között nincs olyan markáns tektonikus és eróziós diszkordancia, mint amilyent a Budapest környékén kimutatott Csepeli, Pestlőrinci és Gödöllői Tagozat között észleltünk (Jaskó—Kordos 1988). A különbségnek az az oka, hogy Budapest környékén a kavicsos összlet képződése már a pliocénben megkezdődött, és az egyes tagozatok üledékképződési időszakait hosszú ideig tartó lepusztulási periódusok választották el egymástól. Ezzel szemben Kalocsa és Baja környékén a kavicsos rétegek lerakódása csak a negyedidőszak egy részére szorítkozott, és nagyjából megszakítatlanul mehetett végbe.

* Az öblítés nélküli (száraz) fúrási eljárással és folyamatos csókérettel lemélyített, csekély mélységű kutatófúrások rétegsorainak leírásai pontosak, megbízhatók. Ezzel szemben az iszapöblítéses, forgatva működő (rotary) artézi kút-fúrások réteghatár-mélységadatai, valamint az átfúrt kőzetfeleletek megnevezése meglehetősen pontatlan, és ezért csak a szomszédos fúrások rétegsorával gondosan összehasonlítva használhatók fel a földtani szelvények készítéséhez.

Az egyes tagozatok rövid ismertetése

A *Kalocsai Tagozat* képződményei Kalocsától Bajáig kb. 15–20 km széles sávban húzódnak. Itt a teljes tagozat (vagyis a kavics és a fedőjét alkotó homok és agyag együttvéve) 20–30 m vastagságot is elér.

A *Tolnai Tagozat* teljes vastagsága a kalocsai katlanban eléri az 50 métert is. Pakstól délre, Szekszárd és Bátaszék környékén átlag 20–30 méter a vastagsága.

A terület déli és nyugati szélein, a kavicsformáción belül többnyire nem mutatható ki jól az üledékciklusok megismétlődése. Ezért az utóbbi helyeken a szelvényrajzokon nem húzható meg a Kalocsai és Tolnai Tagozat közötti éles határ.

A *Jánoshalmi Tagozat*ba tartozó üledékek e területen hiányzanak. Egyedül talán csak a kalocsai és a bajai süllyedék legalján tételezhető fel maradványuk 10–15 m vastagságban (1. ábra A és B szelvény, 2. ábra D szelvény). Kelet felé haladva a Jánoshalmi Tagozat általános elterjedésűvé válik, fokozatosan mind mélyebbre süllyed és megvastagodik. Az ebbe a tagozatba sorolható képződményeket részletesen leírták a jánoshalmi alapfúrásból. Itt 130–165 m mélységközben, 35 m vastagságban harántolták ezt a képződményt (FRANYÓ F. 1988. p. 337, 341).

Megfelelő részletadatok hiányában nem mindenütt mutatható ki, hogy hogyan kapcsolódnak egymáshoz a Tolnai és a Jánoshalmi Tagozatok. Egyes faunaleletek csupán azt bizonyítják, hogy a kalocsai és bajai süllyedék mélyén, a Tolnai Tagozat fekéjében megtalálhatók a Jánoshalmi Tagozat üledékei is (1. ábra A és C szelvény, ill. 2. táblázat).

A kavicsformáció földtani korbeosztása

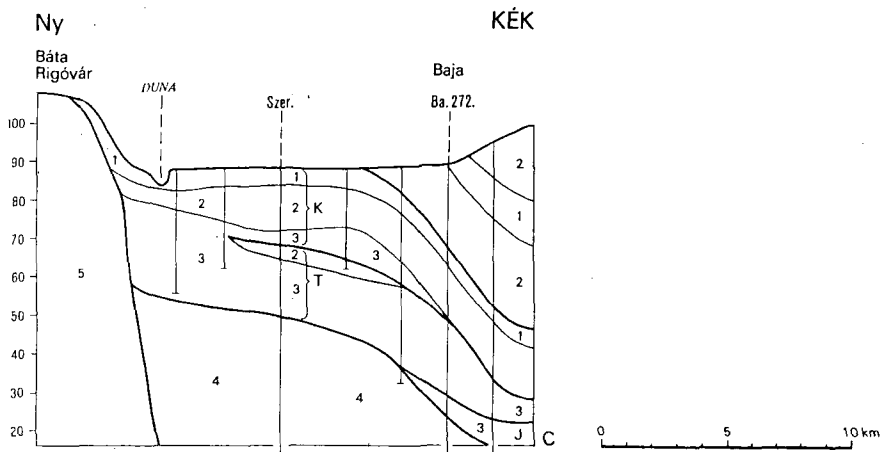
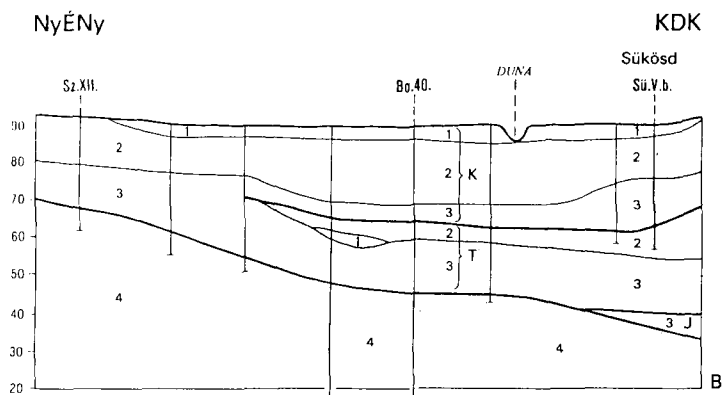
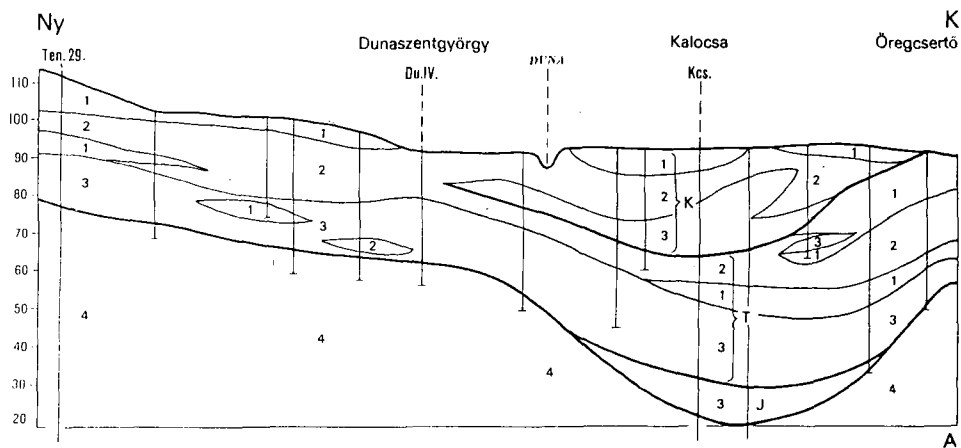
Megoszlanak a vélemények a Kalocsa, Szekszárd, Bátaszék és Baja környéki folyóvízi lerakódások felső részének, vagyis a Tolnai és a Kalocsai Tagozat földtani korát illetően. Egyesek ezeket az óholocénbe sorolják (SÜMEGHY 1953. p. 225, CHIKÁN 1985. pp. 23–24, 1986. p. 8). A Magyar Rétegtani Bizottság által az 1983. évben kiadott „Magyarország litosztratigráfiai formációi” c. táblázat szintén a holocénbe helyezi az ott „Kalocsai Kavics Formáció”-nak jelölt képződményeket.

Ezzel szemben elterjedtebb az a felfogás, hogy ezek a kavics- és kavicsos homokrétegek már a felső-pleisztocénben létrejöttek, és csak a jelenlegi árteret borító felső iszap- és homoklerakódások holocén korúak (MIHÁLTZ 1953. p. 131, PÉCSI 1959. p. 15, PÉCSI 1967. p. 172, RÓNAI 1967. p. 50, 1971. p. 57, ERDÉLYI 1967a p. 357, ALTNÖDER et al. 1988a p. 27 és 44, HERTELENDI et al. 1989. p. 322).

A Jánoshalmi és Tolnai Tagozat pleisztocénbe tartozását mutatják a következő fejezet részben közölt biosztratigráfiai adatok is. Sajnos azonban ezek a faunamaradványok mind 30 m-nél mélyebb rétegekből kerültek elő, és ezért a felszínközeli legfelső lerakódások korára nem tudnak felvilágosítást nyújtani. A Kalocsai Tagozathoz nem ismerünk egyetlen korjelző ősmaradványt sem.

A Tolnai Tagozat pleisztocén korát bizonyítja a következő példa is. A földtani térképek szerint Szedres, Tengelice, Dunaszentgyörgy és Csámpa között pleisztocén képződmények borítják a felszínt (FRANYÓ–RÓNAI 1984, CHIKÁN et al. 1985). Ugyanitt viszont több fúrás is kimutatta a kavicsos homok elterjedését 20–30 m mélységben (ALTNÖDER et al. 1982b, 3. ábra A–B szelvény). Ez a mélyben lévő réteg pedig nem lehet fiatalabb, mint a felszínen látható, pleisztocénbe sorolt képződmény.

Hasonló probléma a folyóvízi lerakódások fekéjében helyenként előforduló teresztrikus tarka agyagok korbesorolása is. Utóbbit egyesek a pleisztocén legidősebb képződményének tekintik (ERDÉLYI 1955. p. 163), mások viszont a felső-pliocénbe („levantei”) so-



rolják (SZÉLES 1965. p. 228. és 1971. p. 272). A legújabb felfogás szerint a „Nagyalföldi Tarkaagyag Formáció a pliocén legfiatalabb záróképződménye” (JÁMBOR et al. 1988. p. 317).

Anélkül hogy állást foglalnánk ezekben a sokat vitatott kérdésekben, csupán munkahipotézisként közöljük az 1. táblázaton egymás mellé állítva a Budapest környéki és Kalocsa—Szekszárd környéki folyóvízi lerakódások litosztratigráfiai beosztását*. Az új litosztratigráfiai egységek szabályszerű leírását egy későbbi munkában adjuk.

1. táblázat – Table 1

A Budapest és a Kalocsa – Baja környéki tagozatok összehasonlítása

A comparison of the Budapest and Kalocsa – Baja Members

Hely Kor	Budapest és Dabas környéke (JASKÓ – KORDOS 1988)	Kalocsa, Szekszárd és Baja környéke
Negyedidőszak	Csepeli tagozat	Kalocsai tagozat
	—	Tolnai tagozat
	—	Jánoshalmi tagozat
Pliocén	Pestlőrinci tagozat	Nagyalföldi Tarkaagyag Formáció
	Gödöllői tagozat	

Mint a fenti táblázatból kitűnik, a Kalocsai Tagozat feltehetően egyidős a Csepeli Tagozattal. A Tolnai és Jánoshalmi Tagozatnak megfelelő képződmények hiányzanak Budapest környékén. A Nagyalföldi Tarkaagyag Formáció felső része feltételezhetően a Pestlőrinci Tagozattal egykorú, míg mélyebben elhelyezkedő rétegei nagy valószínűséggel a Gödöllői Tagozattal párhuzamosíthatók. Északról dél felé haladva ugyanis a Gödöllői Tagozatban fokozatosan elvékonyodnak, majd teljesen kimaradnak a folyóvízi eredetű kavics- és homoklerakódások, és helyettük uralkodóvá válnak a vörös és sárga foltos, kövületszegény, terresztrikus fáciesű agyagok.

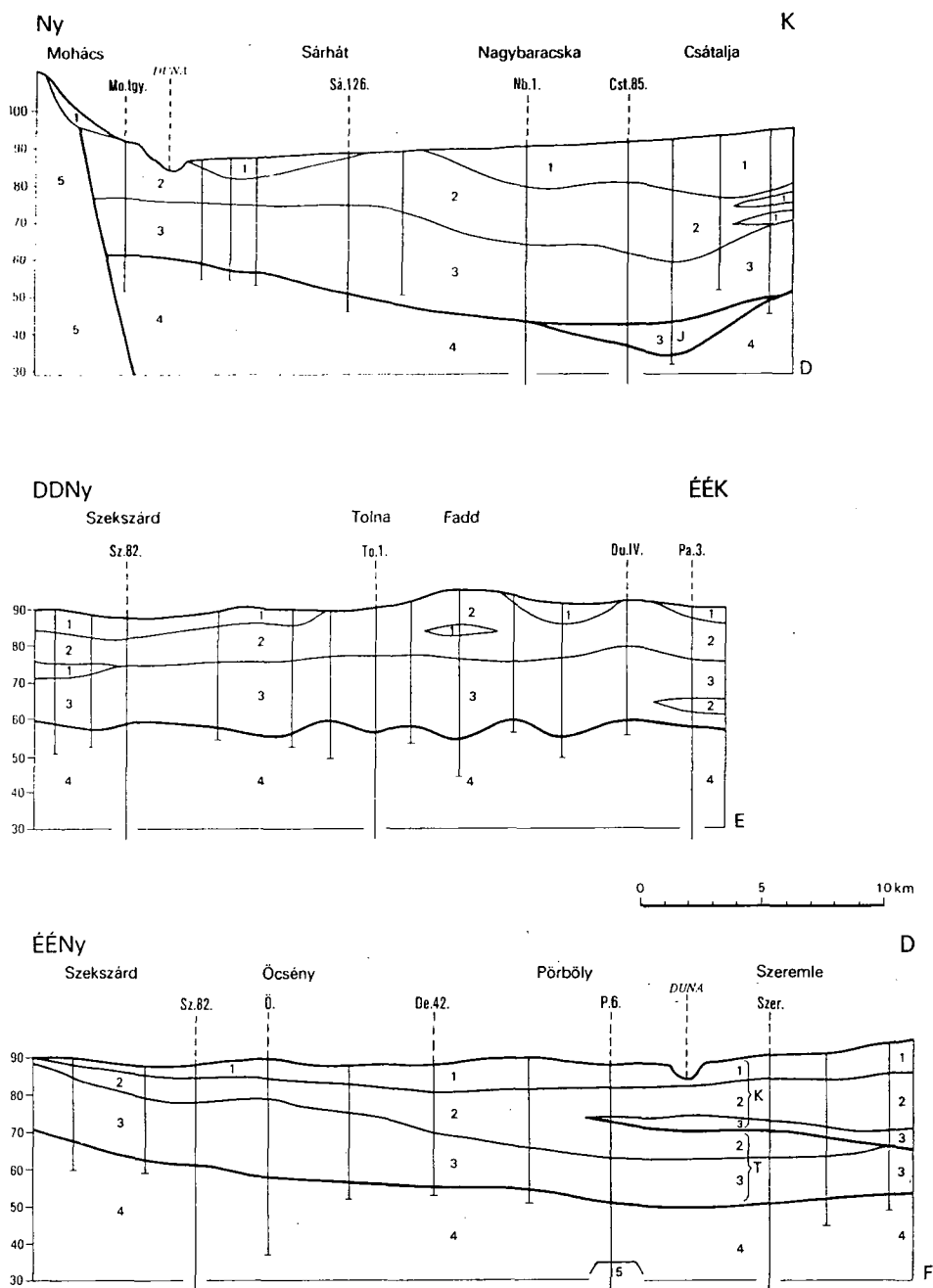
* Ez a dolgozat kizárólag a folyóhordalék-lerakódásokat tárgyalja. Ezért a bemutatott táblázat sem tünteti fel az eolikus eredetű üledékek rétegtani helyzetét. Tájékoztatásul azonban annyi megemlíthető, hogy a paksi lösz zöme idősebb, a Duna–Tisza közti futóhomok java része pedig fiatalabb a Kalocsai és Csepeli tagozatba sorolt kavicsrétegnél.

1. ábra. Földtani szelvények

Pestkörnyéki Kavics Formáció=Negyedidőszak: 1. agyag, 2. homok, 3. kavics és kavicsos homok. — A kavicsformáció fekértégsora=alsó-pleisztocén és pliocén: 4. agyag és finom szemű homok sűrűn váltakozó rétegei. — Triász: 5. mészkő és dolomit. K=Kalocsai Tagozat, T=Tolnai Tagozat, J=Jánoshalmi Tagozat

Fig. 1. Geological profiles

Pestkörnyék Gravel Formation=Quaternary: 1. clay, 2. sand, 3. sand and gravelly sand. — The underlying sequence of the gravel formation=Lower Pleistocene and Pliocene: 4. frequently alternating beds of clay and fine grained sand. — Triassic: 5. limestone and dolomite. K=Kalocsa Member, T=Tolna Member, J=Jánoshalma Member



2. ábra. Földtani szelvények

(A jelkulcs azonos az 1. ábráéval)

Fig. 2. Geological profiles

(For key to symbols, see Fig. 1)

Az előzőekben már megemlítettük, hogy a Duna-völgyi folyami lerakódások kifejlődésmódja nem egységes, hanem vidékenként változó. Ezt az egyes völgyszakaszok földtörténeti különbségei okozzák. Ugyanazon időben helyenként megemelkedés, másutt viszont besüllyedés ment végbe. Ezek a vertikális elmozdulások más és más módon irányították az erózió és az akkumuláció folyamatait. Területenként megváltozik a kőzetminőség is, aszerint, hogy a helyenként betorkolló mellékfolyók hordalékai hol és milyen fajta kavicsokkal gyarapították a fővölgy lerakódásait.

Biosztratigráfiai adatok

A vizsgált területen lemélyült régebbi és újabb fúrások jelentős hányada szolgáltatott őslénytani anyagot — elsősorban Mollusca-, esetenként azonban gerinces maradványokat is. A korábbi őslénytani adatokat ERDÉLYI (1955) közölte, míg az újabb fúrásokból meghatározott Mollusca-anyag mind ez ideig publikálatlan volt.

Az adatok rétegtani értelmezését megnehezítette, hogy az egyes korábbi fúrások őslénytani vizsgálatában több kutató is részt vett (BARTHA F., SCHRÉTER Z., SCHWÁB M., majd Soós L.), akiknek kvarter-malakológiai ismeretei igen különbözőek voltak. Fontos körülmény, hogy az utóbbi 30 év folyamán igen lényegesen bővültek ismereteink a pleisztocén Mollusca-fajok rétegtani értékét illetően (KROLOPP 1983). A *Viviparus boeckhii*vel jellemezhető faunákról pedig — amelyeket HALAVÁTS (1888) nyomán sokáig „levantei”-nek tartottak — bebizonyosodott, hogy alsó-pleisztocén korúak (KROLOPP 1977).

Mindezek szükségessé tették a régebbi fúrások fellelhető ősmaradványainak revízióját, rétegtani újraértékelését és az újabb fúrások adataival való összevetését. Az egyes kövület-lelőhelyek a 3. ábrán láthatók. A faunalelőhelyek mélységbeli és litosztratigráfiai helyzetét a 2. táblázat tünteti fel.

Itt említjük meg, hogy a szóban forgó fúrások vízkutató fúrások, amelyeknek kataszteri számát nem minden esetben sikerült azonosítani.

Dolgozatunkban csak a rétegtanilag jelentős őslénytani anyagokkal foglalkozunk. Ezek Mollusca-faunáját a 3. táblázat tartalmazza.

A közölt faunákkal kapcsolatban megjegyezzük, hogy a bajai „Gyapjúfonó” és a csátaljai fúrásból származó Mollusca-anyag nincs a MÁFI gyűjteményében, így azt csupán ERDÉLYI (1955) publikációja nyomán közöljük. Mivel azonban jellegzetes, jól felismerhető fajokról van szó, az adatokat hitelesnek fogadhatjuk el. Nem lehet értékelni viszont három másik bajai fúrás faunáját, mivel a közölt fajok alapján téves határozásra következtethetünk.

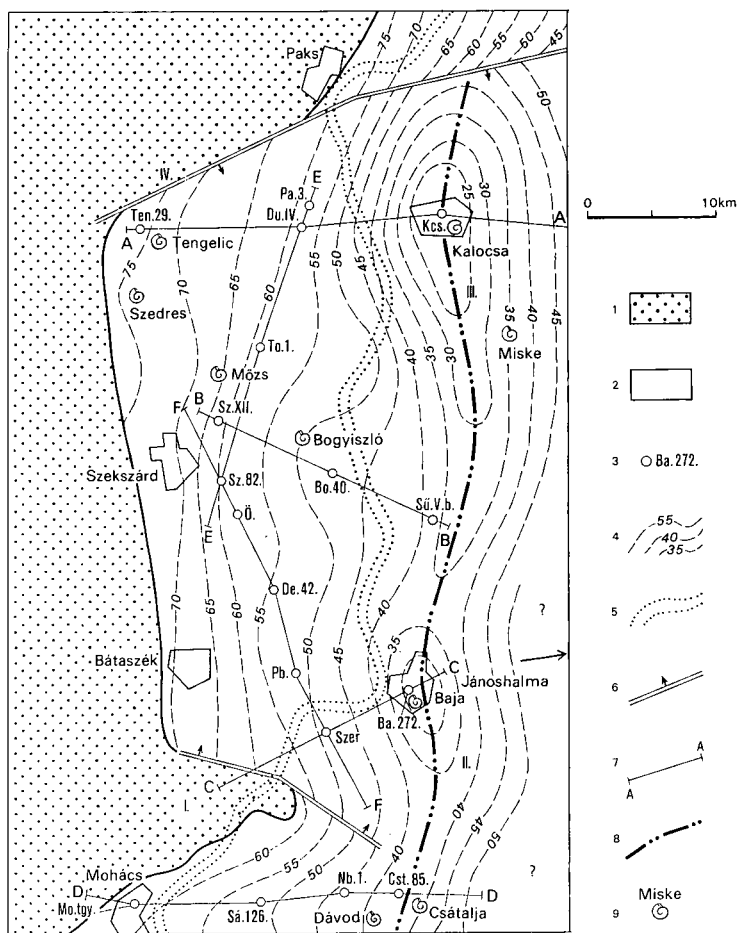
A 13 fúrásból, illetve mélységközből származó malakológiai anyag főleg folyóvízi fajokból áll, és minden esetben a *Viviparus boeckhii* biozónát képviseli. Ennek az alsó-pleisztocén korú biozónának (KROLOPP 1983) alzónákra tagolása néhány szárazföldi csigafaj, valamint a fajok mennyiségi viszonyai alapján lehetséges. Fúrásmintákról lévén szó, ez esetben a pontos tagolás malakológiai alapon nem vihető végbe. Szerencsés körülmény folytán azonban néhány újabb fúrás korhatározó értékű gerinces-törpefaunát is szolgáltatott, amelyeket KRETZOI MIKLÓS határozott meg és értékelt:

Tengelicen, az Állattenyésztési Kutató Intézet központi majorjában lemélyített két kút közül a 16. sz. 38,22–41,70 m mélységközéből származó gazdag folyóvízi Mollusca-fauna kíséretében előkerült gerinces maradványok az alsó-pleisztocén idősebb részét, a gerinces rétegtani beosztás felső-villányi szakaszát jelzik (KRETZOI 1978). Itt említjük meg, hogy a most szóban forgó két tengelici kútfúrás nem azonos a később lemélyült Tengelice I. és Tengelice II. sz. fúrásokkal!

A Bogyiszlón mélyült 300 m-es kútfúrás gazdag Mollusca- és jelentős gerinces maradványokat hozott a felszínre. Mivel azonban a malakológiai vizsgálatok nyomán felme-

rült annak a gyanúja, hogy egyes szintek anyaga az öblítéses fúrástechnika következtében keveredett, itt csak a fúrómagból származó őslénytani anyagot vesszük figyelembe:

149—150 m. A maganyagból Mollusca-fauna kíséretében az alábbi gerinces maradványok kerültek elő: *Mimomys* cf. *savini* HINTON, cf. *Mimomys hungaricus* KORMOS, *Murida* sp., *Arvicola* sp., kismélys (? *Cricetida* sp.), *Pisces* indet. Az anyag — KRETZOI M. megállapítása szerint — az alsó-pleisztocénen belül a gerinces rétegtan felső-villányi—legalsó-bihari szakaszát jelzi.



3. ábra. A Pestkörnyéki Kavics Formáció talpmélységtérképe

1. A Kavics Formációnál idősebb kőzetek a felszínen, 2. a Kavics Formáció elterjedése, 3. mélyfúrás, 4. a Kavics Formáció talpának szintvonalai a tengerszint felett, 5. a Duna jelenlegi medre, 6. törésvonal, 7. szelvényrajz, 8. a negyedidőszaki süllyedék tengelye, 9. ősmaradvány-lelőhely. — I. Bátai kiemelkedés, II. bajai süllyedék, III. kalocsai süllyedék, IV. paksi törésvonal

Fig. 3. Map on base of the Pestvidék Gravel Formation

1. Superficial rocks older than the Gravel Formation, 2. extent of the Gravel Formation, 3. deep borehole, 4. contour lines of the bottom of the gravel formation above sea level, 5. the present bed of river Danube, 6. fault line, 7. profile, 8. axis of the Quaternary subsidence, 9. fossils. — I. the Bata elevation, II. the Baja downwarp, III. the Kalocsa downwarp, IV. the Paks fault

2. táblázat – Table 2

A faunalelőhelyek mélységbeli és litosztratigráfiai helyzete

Position of faunal localities as a function of depth and lithostratigraphy

Helység, fúrásszám	Mélységköz (m)	Tagozat		Fekü
		Tolnai	Jánoshalmi	
Tengelic 15.	37–42			+
Tengelic 16.	38–41			+
Kalocsa	42–55	+		
Kalocsa 43.	68		+	
Szedres 1.	61–67			+
Miske 95.	43–65	+		
Mözs 1.	33–35			+
Mözs 2.	35–37			+
Bogyiszló	59–60			+
Bogyiszló	149–150			+
Baja	70–75	+		
Csátalja	56–62		+	
Dávod 47.	96–98			+

A nem pontosan megadható szintekből származó ősgérinces-maradványok kb. 180 m-től felső-pliocén valószínűsítenek, a 197–200 m-ből vett fúrómag Mollusca-maradványaival megegyezően. Ennek a szakasznak üledéke azonban már nem tartozik a Duna-völgy folyóvízi lerakódásai közé.

Dávodon 96–98 m mélységközéből, fúrómagból került elő a Mollusca-fauna kíséretében a *Mimomys savini* HINTON faj, amely az alsó-pleisztocén fiatalabb szakaszát (alsó-bihari) jelzi (KRETZOI–KROLOPP 1972).

Az őslénytani adatok alapján megállapítható, hogy a vizsgált területen a fúrások 33 m alatt alsó-pleisztocén rétegeket harántoltak. Így a Tolnai Tagozat és a Jánoshalmi Tagozat üledékei egyaránt az alsó-pleisztocénben keletkeztek. Az eddigi adatok arra mutatnak, hogy a Tolnai Tagozat kora az alsó-pleisztocén fiatalabb szakasza (alsó-bihari), míg a Jánoshalmi Tagozat idősebb alsó-pleisztocén korú (alsó-bihari legalja–felső-villányi). Ezt a feltételezést további fúrások őslénytani anyaga erősítheti meg. Ugyancsak további adatoktól várhatjuk a Kalocsai Tagozat felső-pleisztocén korának megerősítését is.

A vizsgált terület környékén lemélyült fúrások rétegsora, és az azokból kikerült őslénytani anyag arra utal, hogy a Tolnai és Jánoshalmi Tagozatokhoz tartozó folyóvízi üledékek elterjedése K felé túlnyúlik a szóban forgó területen. Így Jánoshalmán 150–152 m (FRANYÓ 1988), Bácsbokodon 121–131 m, Bácsalmáson 119–132 és 121–131 m mélységközéből ismert alsó-pleisztocén Mollusca-fauna. A fúrások közötti nagy távolságok miatt egyelőre nem lehet megállapítani, hogy ezek közül melyek tartoznak a Duna-völgyi Kavics Formáció itt tárgyalt Tagozatához, ill. melyek az egykori süllyedék felé tartó alsó-pleisztocén folyók üledékei.

A fúrásokból kikerült ősmaradványok több esetben arra szolgáltattak bizonyítékot, hogy a Tolnai Tagozat képződményei alatt több helyen is folytatódik az alsó-pleisztocén üledéksor, és benne folyóvízi Mollusca-faunát tartalmazó iszap- és finom szemcséjű homokrétegek is megtalálhatók. Ilyen alsó-pleisztocén, folyóvízi fauna került elő Mözsön

3. táblázat – Table 3

A fúrások Mollusca-faunája Molluscan fauna of the boreholes	Fúrások													
	Tengelic 16. 38–41 m	Tengelic 15. 37–42 m	Kalocsa 42–55 m	Kalocsa 43. 68 m	Szedres 1. 61–67 m	Miske 95. 43–65 m	Mózs 1. 33–35 m	Mózs 2. 35–37 m	Bogyiszló 59–60 m	Bogyiszló 149–150 m	Baja 70–75 m	Csátalja 56–62 m	Dávod 47. 96–98 m	
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	
<i>Unio</i> cf. <i>crassus</i> PHIL.		+					+							
<i>Unio</i> sp. indet.	+			+	+			+		+	+			
<i>Unio</i> sp. (díszített)										+				
<i>Sphaerium rivicola</i> (LAM.)	+	+			+			+		+				
<i>Pisidium amnicum</i> (MÜLL.)	+	+					+	+		+				
<i>Pisidium clessini</i> NEUM.	+	+						+		+	+			
<i>Pisidium</i> cf. <i>henslowanum</i> SHEPP.	+	+						+	+				+	
<i>Pisidium</i> sp. indet.	+												+	
<i>Theodoxus prevostianus</i> (C. PFR.)	+	+				+	+	+	+	+				
<i>Valvata piscinalis</i> (MÜLL.)	+	+						+	+		+			
<i>Valvata naticina</i> MKE.	+	+					+	+	+	+	+			
<i>Valvata cristata</i> (MÜLL.)	+													
<i>Valvata pulchella</i> (STUD.)									+					
<i>Viviparus acerosus</i> (BOURG.)	+	+					+	+						
<i>Viviparus acerosus zsigmondyi</i> (HALAV.)							+	+						
<i>Viviparus böckhi</i> (HALAV.)	+	+		+	+		+	+				+		
<i>Viviparus</i> sp. indet.										+	+		+	
<i>Bithynia tentaculata</i> (L.)	+	+		+						+			+	
<i>Bithynia leachi</i> (SHEPP.)	+	+					+		+					
<i>Neumayria crassitesta</i> (BRÖMME)	+	+	+							+			+	
<i>Lithoglyphus naticoides</i> (C. PFR.)	+	+				+	+	+	+	+				

3. táblázat folytatása — Table 3 cont.

[illegible]

(33–37 m), Tengelicen (16. sz. kút 38–41, 15. sz. kút: 37–42 m), Szedresen (61–67 m), Bogyiszlón (59–60 és 149–150 m), Dávodon (96–98 m). Ezek az adatok arra mutatnak, hogy a terület fúrási rétegsoraiban a pleisztocén—pliocén réteghatár mélyebben van, mint a legalsó kavicsréteg talpa.

Az alsó-pleisztocén korú, édesvízi fáciesű faunát tartalmazó rétegek és a pliocén korú üledékek között nincs éles közzethatár, így az olyan fúrások rétegsoraiban, ahonnan nem írtak le faunát, nem húzható meg biztosan a pliocén—pleisztocén közötti határ. Ezért voltunk kénytelenek szelvényeinken a kavicsformáció feküjét alkotó rétegsorban a pliocént és alsó-pleisztocént egybevonva ábrázolni.

A negyedidőszaki folyóvízi lerakódások tektonikája

Területünk negyedidőszaki tektonikájáról legelsőként SÜMEGHY JÓZSEF közölt adatokat. Szerinte „a posztglaciálisban mélyedések támadtak a mai Duna-meder vonalában. Ezek közül legjelentősebb a kalocsa—kiskőrösi vonaltól D-re elterülő mélyedés. Ennek körvonalai ma még felderítetlenek, de úgy látszik, mintha É—D irányban hosszan megnyúlt teknő volna.” (1953. p. 254.) SÜMEGHY idézett munkájának a megjelenése óta már számos szerző újra és újra hivatkozott a kalocsai süllyedékre. Azonban mostanáig senki sem írta le a képződmény pontos alakját és keletkezésének körülményeit, okát. A hiány pótlására az alábbiakban ismertetni fogjuk a Paks, Mohács, Kalocsa és Baja közötti terület hegyszerszerkezetét. Az egyes szerkezeti elemek körvonalai jól kirajzolódnak a kavicsos formáció talpának rétegszintvonalas térképén (3. ábra)*.

Délről észak felé haladva az egymást követő szerkezetformák:

I. *Bátai kiemelkedés.* A Mórággyi-dombvidékhez kelet felé csatlakozó háromszög alakú területen kivékonyodnak a folyóvízi lerakódások. Több fúrásból hiányzik a kavics, mert néhány méter iszap harántolása után mindjárt az alsó-pleisztocén (vagy felső-pliocén) korú vörös agyagot érték el (ALTNÖDER et al. 1988a II. köt. 5/3 sz. szelvényrajz). Helyenként még a triász mészkő is kibukkan a felszínre, így Bata községben és a Mohácsi-szigeten Várpusztánál. Itt a Duna jelenleg az alluvialis völgy sík nyugati széléhez kanyarodva kb. 5–6 km hosszú szakaszon laposra erodálta a Mórággyi-dombvidék K-i nyúlványát.

II. *Bajai süllyedék.* Bajánál kb. 8–10 km átmérőjű, É—D irányban megnyúlt körvonalú, 70 m mély süllyedék van. Kitöltésének csak az alsó harmada kavics és kavicsos homok, a felső kétharmad egymással váltakozó agyag- és homokrétegekből áll (1. ábra C szelvényrajz).

III. *Kalocsai süllyedék.* Ez hosszan megnyúlt formájú. Átmérője É—D-i irányban 25 km, K—Ny-i irányban pedig 10–12 km. Legnagyobb mélysége meghaladja a 80 métert. A kalocsai katlant kitöltő üledéksornak kb. 60%-a kavics és kavicsos homok. A többi lencsésen települő homok és iszap (1. ábra A szelvényrajz).

* A területen található fúrások közül — rajztechnikai okokból — csak a legfontosabbakat tűntettük fel az ábrákon. Ezek betűjelzése: Ak=Alsónyék, An=Alsónána, Ba=Baja, Bcs=Bácsbokod, Bgy=Bácsszentgyörgy, Bo=Bogyiszló, Bsz=Bátaszék, Csá=Csávoly, Cst=Csátalja, De=Decs, Dsz=Dunaszekcső, Dp=Dunapataj (Szelidi-tó), Du=Dunaszentgyörgy, Écs=Érsekcsanak, Hi=Himesháza, JH=Jánoshalma, Kk=Kiskőrös, Kcs=Kalocsa—Csajdafürdő, K-ÉNy=Katymár, Mo=Mohács artézi kút, Mo tgy=Mohács téglagyár, Mis=Miske, Nb=Nagybaracska, Ö=Öcsény, Pa=Paks, Pb=Pörboly, Ré=Rém, Sá=Sárhát, So=Somberek, Sü=Sükkösd, SüVb=Sükkösd Verébtanya, Sz=Szekszárd, Szer=Szeremle, Ten=Tengelic, To=Tolna.

A rétegszintvonalas térképen (3. ábra) jól kirajzolódik a kalocsai és a bajai süllyedékeket egymással összekötő szinklinális vonulat. Ennek a szinklinálisnak a nyugati szárnya széles és enyhén emelkedik a Duna felé, a keleti szárnya pedig keskeny és meredekebb. Nem tudjuk pontosan, hogy ez a keleti szárny hol milyen szélességű, és mikor kezdenek a rétegek ismét süllyedni az Alföld belseje felé, ugyanis a K-re eső területen már csak igen kevés, és egymástól túl messze levő fúrás akad. A gyér adatokból csupán annyi mondható, hogy Bácsalmás, Felsőszentiván, Jánoshalma és Kiskunhalas környékén már 100 m-t is meghaladó vastagságú eolikus képződmények takarják el a fluvialis rétegeket (MOLNÁR B. 1961. p. 312, 1977. p. 8, URBANCSEK J. 1963. p. 9).

IV. *Paksi törésvonal.* A kavicstalptérképen 30–35 km hosszúságban követhető egy NyDny–KÉK csapású törésvonal. Ez a vonal Tengelictől kezdődően Paks déli szélén át, majd a Dunát keresztezve egészen a Dunapataj határában levő Szelidi-tóig húzódik. A törésvonal északi oldalán mindenütt magasabban van a kavicsos réteg, mint a déli oldalon. Az általunk most kimutatott „paksi törés” igazolja NÉMEDI VARGA ZOLTÁN azon feltevését, hogy a Kapos-vonal Paks irányába húzódik tovább (1977. p. 320, 1986. p. 109). A paksi törésvonal csapását kelet felé tovább követve eljutunk Kiskőrös és Orgovány térségébe, ahol a szeizmikus mérésekkel egy pannóniai–kvarter oldaleltolódási zónát mutattak ki, legalább 8 kilométeres horizontális amplitúdóval (POGÁCSÁS et al. 1989. p. 149).

A Paksi-vonal mentén történt horizontális elmozdulás mértékének és irányának szemléltetése céljából olyan vázlatos tömbszelvényeket készítettünk, amelyeken a kavics- és kavicsos homok vastagságvonalai vannak feltüntetve (a vastagságok számításánál az agyag és iszapos homok lerakódásokat nem vettük tekintetbe) (4. ábra).

A felső vázlatrajzon a jelenlegi állapot látható. Itt a vastagságvonalak megszakadnak a törésvonal kereszteződésénél és a kalocsai süllyedék vastag kitöltése hirtelen lehatárolódik Dunapatajtól D-re. Az alsó vázlatrajzon a paksi töréstől D-re fekvő részt kb. 17 km távolságra K felé eltoltam. Szembeötlő, hogy ebben az új helyzetben a törésvonal két oldala jól egymáshoz illeszkedik. A vastagságvonalak megszakítás nélkül folytatódnak a törésen áthaladva. A kalocsai katlan 50 métert meghaladó kitöltésének folytatása összekapcsolható az akasztói kutakban talált vastag kavics tömeggel.

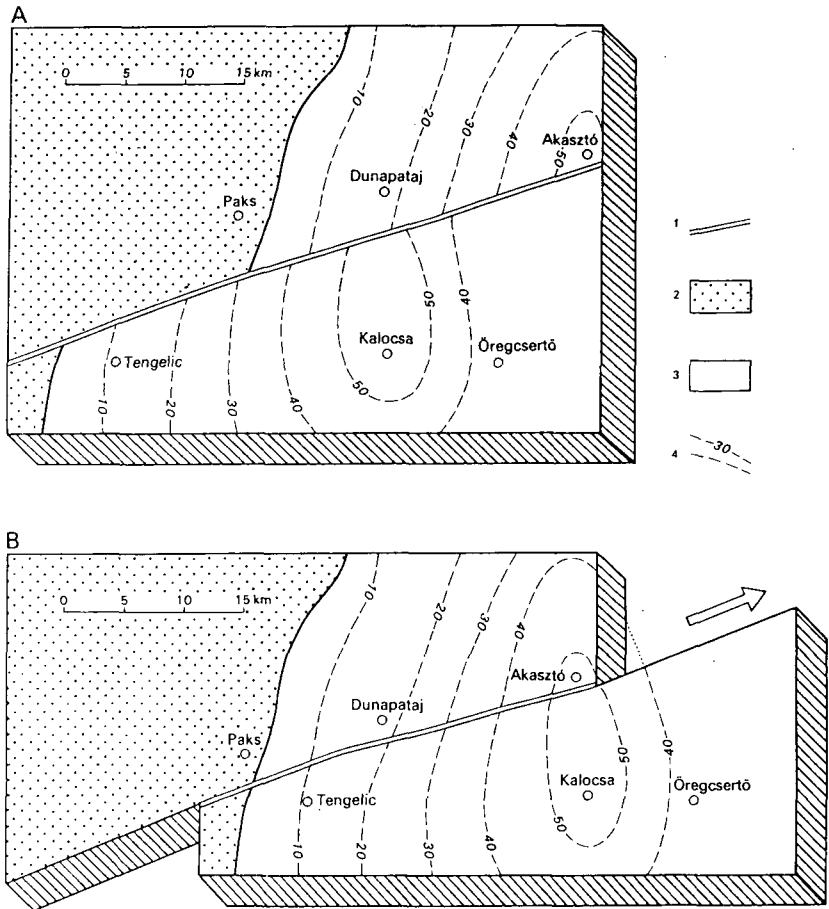
A paksi törésvonal nem tükröződik területünk jelenlegi domborzatában. Így például a Sió-völgy sem változtatja meg irányát ott, ahol a törésvonalat keresztezi.

A 4. ábra tömbszelvénye csupán hozzávetőlegesen szemlélteti feltevésünk lényegét. A paksi törésvonal mentén végbement elmozdulás irányának és nagyságának megbízható, pontos kimutatására még további vizsgálatok lesznek szükségesek. Ezért javasoljuk a környék részletes szeizmotektonikai megvizsgálását, a paksi törés mentén újabb kutatófúrások lemélyítését és geoelektromos mérések elvégzését. Remélhető, hogy ez a komplex kutatás majd hozzá fog járulni több más rétegtani és hegységszerkezeti probléma tisztázásához is.

Általánosságban megállapítható, hogy mostanáig csak kevés adatunk van hazánk területének negyedidőszaki horizontális mozgásairól (RÓNAI A. 1986. p. 31). Ezért is érdemes lenne a jövőben még behatóbban foglalkozni Paks környékével, hogy tovább pontosíthassuk ismereteinket az elmozdulások helyének, méretének és időpontjának adataira vonatkozóan.

A negyedidőszaki tektonikát preformáló idősebb hegységszerkezet

Egy másik megvizsgálandó kérdés az, hogy milyen kapcsolat van a negyedidőszaki hegységszerkezeti formák és a medencealjzat domborzata között. Ennek eldöntésére hasonlítsuk össze egymással a pannóniai üledékek talpszintjének térképét (5. ábra) és a kavicsos formáció talptérképét (3. ábra).



4. ábra. Tömbszelvényvázlat a paksi törés környékéről

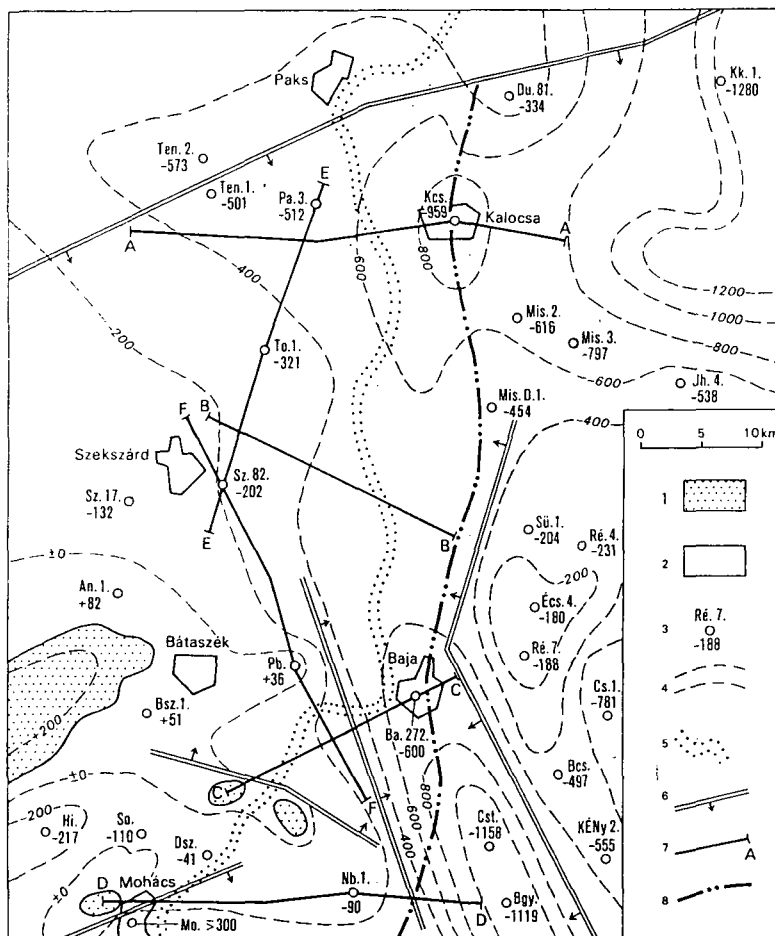
A=jelenlegi helyzet. — B=a paksi töréstől délre eső rész keleti irányban visszatolódva a feltételezett eredeti helyére. — 1. Paksi törés, 2. Kavics Formáció nélküli terület, 3. a Kavics Formáció elterjedése, 4. a Kavics Formáció vastagságvonalai

Fig. 4. A block-diagrammatic sketch of the environs of the Paks fault

A=present day situation. — B=the part found towards the south from the Paks fault, reproduced in its presumed initial towards the east. — 1. the Paks fault, 2. an area without Gravel Formation, 3. extent of the Gravel Formation, 4. isopachous map of the Gravel Formation

A bátai kiemelkedést ÉK felől lehatároló vetődés kirajzolódik mindkét térképen. He-lye jól kimutatható a fúrásadatok és a geofizikai mérés eredmények összevetésével (DRAS-KOVITS P. és JÓZSA E. 1986. 47. ábra).

A bátai kiemelkedést délről lehatároló törésvonal nagyságát fúrásadatok bizonyítják. Mohácson 1939-ben artézi kutat fúrtak. Ez a fúrás 300–390 m mélységközből jellegzetes pannóniai Mollusca-faunát hozott fel, s ezután még 607 m mélységig hatolt le anélkül, hogy a triász kőzeteket elérte volna. Itt tehát több mint 600 m-t hirtelenül süllyed az alap-hegység a bátai kiemelkedés peremén.



5. ábra. A pannóniai képződmények talpmélységtérképe

1. Pannóniainál idősebb képződmények a felszínen, 2. a pannóniai üledékek elterjedése, 3. mélyfúrás jele, száma, 4. a pannóniai talp szintvonalai a tengerszinttől számítva, 5. a Duna jelenlegi medre, 6. törésvonal, 7. szelvényirány, 8. a negyedidőszaki süllyedék tengelye

Fig. 5. Isobath contours showing the bottom of formations

1. Superficial formations older than Pannonian, 2. areal extent of the Pannonian deposits, 3. bore symbol and number, 4. contour lines of the Pannonian bottom above the sea level, 5. the present-day bed of river Danube, 6. fault line, 7. profile line, 8. axis of the Quaternary downwarp

A pannóniai talptérképen látható, hogy a bátai kiemelkedés és az érsekcsanádi kiemelkedés között széles és mély árok húzódik ÉÉNy–DDK csapással. Ennek az ároknak a tengelyvonala pontosan egybeesik az előzőekben ismertetett bajai süllyedék tengelyvonalaival. Baja környékén a pannóniai üledék 600–800 métert, a negyedidőszaki kavicsformáció pedig csak 70–80 métert tesz ki, vagyis a negyedidőszaki kavicsos kitöltés vastagsága mintegy tizedannyi, mint a pannóniai üledékeké.

A kalocsai süllyedék környékén szintén besüllyed a pannóniai talpszintje is. Itt a pannóniai rétegek vastagsága kb. 900 m, a negyedidőszaki kavicsformáció pedig kb. 90 m. Az arány tehát a bajai süllyedékhez hasonló.

A pannóniai talptérképen eredményvonal jelzi annak a negyedidőszaki szinklinálisnak a tengelyvonalát, amelybe a bajai katlan és a kalocsai katlan is tartozik. Ez a tengelyvonal a bajai tektonikus árok irányát követi, majd Bajától északra végighúzódik az érsekcsanádi kiemelkedés nagy peremvetőjének a tövében. Miskénél kissé elkanyarodik a tengelyvonal, hogy azután a kalocsai katlan közepén húzódjon át. A negyedidőszaki szinklinális vonulat tengelye tehát nagyjából ott húzódik, ahol a pannóniai bázisszint legmélyebb pontjai találhatók.

A Paksi-vonal helye nem rajzolódik ki a pannóniai talpszint térképén. Itt ugyanis a legtöbb helyen egymástól túl messze esnek a mélyfúrások, s így nem alkalmasak ahhoz, hogy a pannóniai talpán levő kismértékű vertikális szintkülönbségeket is érzékeltessek. E törés két oldalán levő kőzettömegek főleg csak horizontális irányban tolódtak el egymáshoz képest.

Sokkal jobban észlelhető a Kapos-vonal két oldala közötti különbség, ha a pannóniai-nál idősebb képződményeket vizsgáljuk meg. Így például igen jelentős eltérések találhatók a dombóvári D. 2. és D. 5., továbbá a tengelici Ten. 1. és Ten. 2. sz. fúrás pannóniai-nál idősebb rétegsorai között (NÉMEDI VARGA Z. 1977. p. 316., 1986. p. 110.). A geofizikai mérések is azt jelezték, hogy a Zágrábtól Szolnokig kimutatható Kapos-vonal éles határt alkot a medencealjzat két különböző felépítettségű része között (SCHEFFER V. 1960. p. 65. és 6. ábra, HORVÁTH F. 1987. p. 30. és 31.).

Összefoglalva az elmondottakat megállapíthatjuk, hogy a kalocsai és bajai katlant egy idősebb tektonikus árok fokozatos továbbcsüllyedése hozta létre. A paksi törésvonal horizontális elmozdulása pedig egy régebbi transzkurrens szerkezeti fővonal rövid ideig tartó újraéledéseként magyarázható. A Duna-völgy pleisztocén korú folyami lerakódásain most kimutatott diszlokációk a régebbi szerkezeti elemek (kisebb mértékű) újraéledésének következményei.

A Kalocsa és Baja környéki folyóvízi lerakódások összehasonlítása Budapest és Dabas hasonló képződményeivel

Ha összehasonlítjuk egymással a Budapest—Dabas környéki és a Kalocsa—Szekszárd—Baja környéki negyedidőszakban keletkezett lerakódásokat, úgy megállapíthatjuk, hogy Budapest és Solt között a Csepeli Tagozat vékony, ezért a Duna jelenlegi medre átvágva a felső iszap- és iszapos homokrétegeket, bemélyül az alattuk települő kavicsos homokba is. Budafoknál a szarmata mészkősziklái is előtűnnek a mederfenéken.

Ezzel szemben Kalocsa és Baja között a folyami lerakódások vastagabbak. Itt a jelenlegi Duna-meder csak a legfelső iszap- és homoklerakódásokba tudott bevágódni; legtöbb helyen még a felső határát sem érte el a kavicsrétegnek. A negyedidőszaki lerakódások zöme a mederfenéknél mélyebben található (1. és 2. ábra A, B, C, D és E szelvényrajz).

A Budapest—Solt és Kalocsa—Baja közötti Duna-szakaszok ilyen különbségére már az ún. parti szűrész vízműutak tervezésekor felfigyeltek (ALTNÖDER A. et al. 1988 ap. 103. és 1988 pp. 369.).

Bajától dél felé haladva ismét megváltozik a helyzet. Báta és Dunafalva környékén kivékonynak a fluvialis lerakódások. Itt több fúrásból teljesen hiányzik a kavics, s csak a felső iszapos homok található. Budapesttől dél felé haladva tehát ismételtelen megváltozik a negyedidőszaki fluvialis lerakódások átlagvastagsága és kőzetminősége. Ebből arra következtethetünk, hogy a szedimentációt befolyásoló vertikális kéregmozgások területenként különbözőek voltak.

Vidékenként különböző a legfiatalabb képződmények tektonikai zavartsága is. Budapest déli felében több vetődés is kimutatható a negyedidőszaki folyami lerakódásokban. Ezzel szemben Szigetszentmiklós és Solt között a Csepeli Tagozat alsó határfelülete majdnem vízszintes helyzetű, csak igen enyhén, hullámosan süllyed DK felé (JASKÓ S.—KORDOS L. 1988). Soltnál ismét megváltozik a helyzet. Innen D felé haladva egymást követik a völgyet keresztező törések és katlanszerű süllyedékek. Ez arra utal, hogy itt, a Mecsektől K-re még a negyedidőszakban sem szüneteltek a mozgások.

IRODALOM – REFERENCES

- ALTNÖDER A. et al. 1988a: Az Alsó-Duna völgy parti szűrészű víznyerési lehetőségei. I—II. kötet. — Földmérő és Talajvizsgáló Váll. kiadása.
- 1988b: Vízszerezési lehetőségek a Paks—Sió közötti Duna-partszakaszon. — Hidr. Közl. 68.(1):40—47.
- 1988c: Parti szűrészű vízszerezési lehetőségek a Duna bal partján Tass és Baja között. — Hidr. Közl. 68.(6):366—369.
- AJESZKY G.—SCHEUER Gy. 1984: Budapest—Mohács közötti Duna jobb part geohidrológiai viszonyai. — Mérnökgeológiai szemle, 32:47—63.
- CHIKÁN G. et al. 1985: Magyarázó Paks város földtani térképéhez. — Földt. Int. Adattár, Ter. 13262, kézirat.
- 1986: Jelentés Paks környékének földtani vizsgálatáról — Földt. Int. Adattár, Ter. 13879, kézirat.
- 1987: A Paks 3. és Paks 4/b fúrás földtani vizsgálatának eredményei. — Földt. Int. Adattár, 733/15, kézirat.
- DEÁK I.—KARÁCSONYI S.—FONÓ A.-NÉ 1975: Kavicskataszter összeállítása a Duna jobb part Érd—Báta közötti szakaszára. II. Ütem. — Földmérő és Talajvizsgáló Váll. — Földt. Int. Adattár, Ter. 6063., kézirat.
- DRASKOVITS P.—JÓZSA E. 1986: A Duna hordalékkúpjának kutatása a Mohácsi-szigeten. — Geofiz. Int. 1985. Évi Jelent.: 57—60.
- ERDÉLYI M. 1955: A Duna-völgy nagyalföldi szakaszának víztároló üledékei. — Hidr. Közl. 35.(3):159—168.
- 1967a: A Duna—Tisza közének vízföldtana. — Hidr. Közl. 47:331—340, 357—365.
- 1967b: Észak-Bácska vízföldtana. — Hidr. Tájékoztató 1967. május: 82—91.
- FODOR T.—HORVÁTH Zs.—SCHEUER Gy.—SCHWEITZER F. 1981: A Dunakömlőd—Paks közötti dunai magaspart mérnökgeológiai térképezése. — Földt. Közl. 111:258—280.
- FRANYÓ F. 1980: Újabb felszínfejlődés-történeti és vízföldtani eredmények a Duna—Tisza közti kutatófúrások alapján. — Földrajzi Ért. 29.(4):409—442.
- 1988: A Jánoshalma Jh. 1. sz. alapfúrás földtani és vízföldtani eredményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1986-ról: 327—356.
- HALAVÁTS Gy. 1888: A szentesi artézi kút — Földt. Int. Évk. 8:157—186 (163—194).
- HERTELENDI E. et al. 1989: Radiokarbon koradatok a paks—szekszárdi süllyedék kialakulásához. — Földrajzi Ért. 38:319—324.
- HORVÁTH F. 1987: Az Alföld és környezetének neogén kéregfejlődése. In Az Alföld medencealjának szerkezetfejlődése. — A Magy. Tud. Akad. szegedi akad. bizottságának kiadványa: 29—35.
- JASKÓ S.—KORDOS L. 1989: A Budapest—Adony—Örkény közötti terület kavics formációja. — Földt. Int. Évi Jel. 1988-ról: 153—168.
- JÁMBOR A. et al. 1988: A magyarországi pannóniai képződmények rövid földtani jellemzése. — Földt. Int. Évi Jel. 1986-ról: 311—326.
- KRETZOI M. 1980: Fontosabb szórányleletek a MÁFI gerincesgyűjteményében. — Földt. Int. Évi Jel. 1978-ról: 347—355.
- KRETZOI M.—KROLOPP E. 1972: Az Alföld harmadkor végi és negyedkori rétegtana az őslénytani adatok alapján. — Földrajzi ért. 22 (2—3):133—158.

- KROLOPP E. 1977: Alföldi mélyfúrások Zsigmondy—Halaváts-féle Mollusca anyagának revíziója. III. A zombori (Sombor), szabadkai (Subotica), nagybecskereki (Zrenjanin) artézikut-fúrások. — Földt. Int. Évi Jel. 1975-ről: 145—161.
- 1983: Biostratigraphic division of Hungarian Pleistocene formations according to their mollusc fauna. — Acta Geol. Hung. 26:69—82.
- Magyarország Mélyfúrási Alapadatai 1863—1974. Retrospektív sorozat. 4. kötet. — MÁFI kiadás, 1985:1—671.
- MIHÁLTZ I. 1953: A Duna—Tisza köze déli részének földtani felvétele. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről:113—140.
- MOLNÁR B. 1961: A Duna—Tisza közti eolikus rétegek felszíni és felszín alatti kiterjedése. — Földt. Közl. 91:300—315.
- 1977: A Duna—Tisza köz felső-pliocén (levantei) és pleisztocén földtani fejlődéstörténete. — Földt. Közl. 107:1—16.
- MOYZES A.—SCHEUER GY. 1978: A dunaszekcsői magaspárt mérnökgeológiai vizsgálata. — Földt. Közl. 108:213—226.
- NÉMEDI VARGA Z. 1977: A Kapos-vonal. — Földt. Közl. 107:313—328.
- 1986: A Tengelic 1. sz. szerkezetkutató, valamint a Tengelic 2. sz. alapfúrás összehasonlító földtani és szerkezeti vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1984-ről: 103—113.
- PÉCSI M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalkata. — Akadémiai Kiadó.
- 1967: A Duna menti síkság földrajza. — In „A dunai Alföld.” Akadémiai Kiadó: 165—171.
- 1978: Az 1977—1978 évi Paks környéki negyedkori kutatások eredményeinek összefoglalása. — Földt. Int. Adattár, Ter. 10345, kézirat.
- POGÁCSÁS GY. et al. 1989: Pliocén—quarter oldaleltolódások a Nagyalföldön. — Ált. Földt. Szemle 24:149—169.
- RÓNAI A. 1964: A dunántúli és alföldi negyedkori képződmények érintkezése Paks és Szekszárd között. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. II:19—30.
- 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. — Geol. Hung. ser. Geol. 21.
- 1986: A magyarországi kvarter képződmények kifejlődése és szerkezeti helyzete. — Földt. Közl. 116:31—43.
- RÓNAI A. et al. 1967: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-VIII. Kecskemét. — MÁFI kiadás.
- 1971: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. Kiskunhalas, L-34-XIV. — MÁFI kiadás.
- RÓNAI A.—FRANYÓ F. 1984: Szekszárd környékének földtani térképe 1:100 000. Az Alföld Földtani Atlasza Sorozat. — Földt. Int. Adattár, Ter. 12952, kézirat.
- SCHEFFER V. 1960: A magyar „közbülső tömeg” kérdéséhez. — Geofiz. Közl. 9.:56—68.
- SÜMEGHY J. 1939: A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. — Föld. Int. Évkönyv, 32.(2):67—157.
- 1950: Hidrológiai tanulmány a Duna—Tisza köze ipari- és ivóvíz ellátásának kérdéséről. — Hidr. Közl. 30.:280—292.
- 1953: A Duna—Tisza közének földtani vázlata. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről:233—264.
- SZÉLES M. 1965: Felső-pliocén tarka agyag az alföldi szénhidrogén-kutató fúrásokban. — Földt. Közl. 95.:226—229.
- 1971: A Nagyalföld medencebeli pannon képződményei. In „A magyarországi pannon kori képződmények kutatásai.” Akadémiai Kiadó: 253—344.
- URBANCSEK J. 1963: Jánoshalma környékének földtana és felszínalkata. — Földrajzi Ért. 12.(1):1—31.
- 1963—1981: Magyarország mélyfúrási kútjainak katasztere. — I—X. kötet, OVH kiadás.

QUATERNARY CRUSTAL MOVEMENTS AND FLUVIAL SEDIMENTATION
IN THE DANUBE VALLEY BETWEEN PAKS AND MOHÁCS

by

S. JASKÓ—E. KROLOPP

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC: 551.24+551.312.3(282.24.7)

Key-words: structural geology, fluvial sedimentation, exploration well, Mollusca, Vertebrata, lithostratigraphy, biostratigraphy, Quaternary, Pannonian, Triassic, Danube Valley (Hungary)

The way how fluvial sedimentation took place in the Danube Valley is not uniform but varies from region to region, due to the different geohistory of each part of the valley. Here uplifting, and there subsidence took place at the same time. These vertical displacements controlled erosion and accumulation in a different way for each area. The grade of load also varies in the various parts of the river valley, as a function of the kind of load transported by the tributaries into the Danube.

The present paper deals with a 70-km-long, N—W directed part of the Danube Valley, ranging from Paks to Mohács. By a critical evaluation of the borehole logs and faunal remains from boreholes drilled here the authors have furnished criteria for the lithostratigraphic division, faunal composition and tectonic forms of the Quaternary fluvial sediments.

The lower part of the Quaternary sequence consists of the frequently alternating beds of fine-grained sand, siltstone and clay. In the upper part of the Quaternary sequence coarse-grained deposits also occur. Here the cyclically repetitive sequences of gravel, coarse-grained sand and clay overlie one another. It is only a few paleovertebrate fossils typical of the Lower Pleistocene, and freshwater molluscan fauna of the same age that have been identified from the Quaternary sequence (for their listing, see Table 3). For the fossil localities the geographical positions are shown in Fig. 3, whereas the lithostratigraphic position is found in Table 2. It can be stated on the basis of the attached tables that in this Quaternary sequence the amount of fossils gradually decrease.

The cyclically alternating beds of gravel, sand and clay are shown in diagrams of geological profiles (Figs. 1 and 2). Both these diagrams and the bottom-level map for the lowest gravel bed (Fig. 3) give a good representation of structural form. At Kalocsa and Baja through-like subsidences, whereas at Bácsa an horst-like elevation are found beneath the present-day bed level of river Danube. The abrupt changes in the thickness and bottom-level depth of the gravel beds point to a horizontal displacement that took place at a later time and stretches in the line of Tengelice, Paks, and Dunapataj (Fig. 4).

Comparing the bottom-level map of gravel bed (Fig. 3) with the map showing the basement found at a greater depth (Fig. 5), it is striking that Quaternary dislocations are actually the renewal of the older structural units. The troughs at Kalocsa and Baja were developed in response to a continued subsidence of an older fault rift. The elevation at Bácsa coincides with the line of extending the superficial range of the Mecsek Mountains towards the east. The Paks fault line can be explained as a renewal of a part of an older transcurrent major structural line.

Concerning the Danube Valley between Paks and Mohács, there is a striking difference in the time of development of the vertical and horizontal displacements, because the slow and continuous subsidence and filling up of the Baja and Kalocsa troughs lasted for a long period, whereas the horizontal displacement of the Paks fault was only a brief and rapid motion.

A ZALAI VÍZKUTATÓ FÚRÁSOK FÖLDTANI—VÍZFÖLDTANI ÉRTÉKELÉSE

FRANYÓ FRIGYES

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 556.52 (439.121)

T á r g y s z a v a k : Kutatófúrás, szerkezetföldtan, litosztatigráfia, üledék-földtan, vízföldtan, talajmechanika, paleoökológia, palynológia, Ostracoda, felső-panóniai, negyedidőszak, Zalai-dombság

A Zala megyei regionális vízműrendszer megtervezéséhez a megfelelő rétegvíz-bázisok felderítésére, a földtani—vízföldtani viszonyok megismerésére 3 db 300 m-es fúrás mélyült a Kerka—Mura vidékén: 1986-ban a lentikápolnai F. 1., 1988-ban a szepetneki Sze. 1. és a tótszerdahelyi Tsz. 1. sz. fúrások.

A munkálatok a területen 1982-ben indultak; azóta több fázisban különféle geofizikai szondázást végeztek (MÁELGI), majd kutatófúrások létesültek a terület rétegeinek megismerésére. A rétegek vízáadó képességének felderítése céljából Lentikápolnán az egyes, jó szemcse-összetételű rétegeket beszűrőzték, és bennük a részletes hidrodinamikai vizsgálatokat elvégezték.

A fúrások rétegsorának üledékföldtani és őslénytani feldolgozását a MÁFI-ban végezték el. A terület földtani—vízföldtani értékelését a fúrási rétegsorok és az anyagvizsgálatok alapján adjuk meg.

A kutatás célja egy napi 80—100 000 m³ jó minőségű vizet szolgáltatató, kútcsoportokból álló hálózat kiépítése volt.

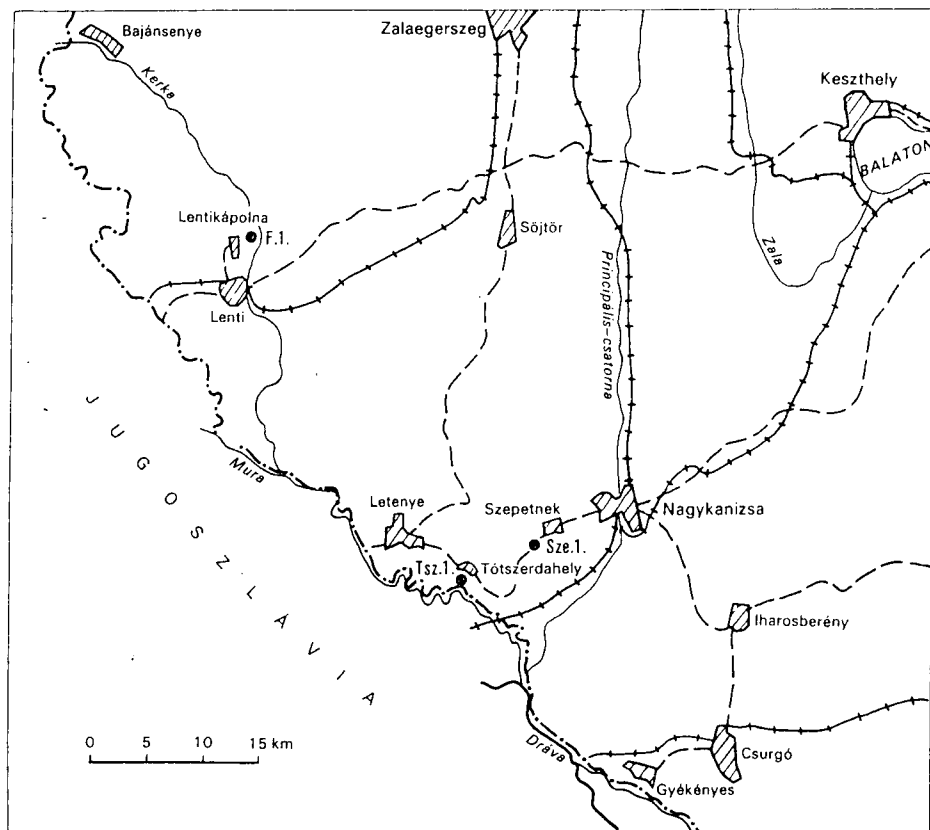
A munkálatokat a KFH anyagi támogatásával a MÉLYÉPTERV irányította.

Bevezetés

Az utóbbi 2—3 évtizedben a vízfelhasználás jelentősen megnövekedett hazánkban. Ennek kielégítése egyre nagyobb feladatokat jelent a vízkutatásban dolgozók számára. A korábban ismert és már jelentősen leterhelt, jó vízáadó területek artézi kútjainak vízhozama és nyugalmi vízszintje is állandóan csökkent ez idő alatt. Ezt részben a növekvő szükségletek kielégítése, részben a pazarló vízfelhasználás okozta. Évtizedeken át pozitív artézi kútjaink ezreiből a szükséges vízmennyiség többszörösét engedték felhasználatlanul elfolyani. Már az '50-es és '60-as években ismertté vált, hogy rétegvízkészleteink nagyon is végesek, utánpótlódásuk is sokkal lassúbb, mint azt korábban feltételeztük. Nem számoltunk kellően a felszínközeli, durva szemcséjű vízbázisok vízének egyre növekvő ipari, mezőgazdasági és kommunális elszennyeződésével sem. Folyóvizeink is egyre szennyezettebbek, a jól

kiépített parti szűrőű kutak vize is mind rosszabb minőségű. Településeink zöme pedig még e lehetőségektől is távol esik, e helyeken a jó víz beszerzését mélyfúrásokból kell megoldani.

Szükségessé vált tehát a takarékos vízgazdálkodás mellett az újabb, kevésbé ismert területeknek mint reménybeli rétegvízbázisoknak a felderítése, vizeinek mennyiségi és minőségi számbavétele. Ma már célszerűbb a felhasználás helyétől távolabbi, megfelelő vízbázisú területeket feltárni, és ott olyan vízműtelepeket létesíteni, melyek egy-két város vagy településcsoport megfelelő mennyiségű és minőségű vízzel való ellátását biztosítják, és távlatilag a bővítés lehetőségeit is magukban rejtik. Ilyen vízműtelepek kiépítése mind közegészségügyi, mind gazdaságossági szempontból indokolt. Alapvetően szükségszerű tehát a vízkutatás és vízgazdálkodás országos szintű összehangolása, a még kevésbé ismert területek komplex vízföldtani megkutatása. E kutatások ma már csak központi irányítással és az anyagi erőforrások biztosításával végezhetőek el. E célból jött létre 1977-ben az OVH és a KFH közös határozata, amely a felszín alatti vízkészletek kutatásának, felmérésének és felhasználásának rendjéről intézkedik. Az összehangolt közös munka azóta már több kutatási területen jó eredményeket hozott.



1. ábra. A fúrások helyszínrajza

Fig. 1. The location of boreholes

A jelen tanulmány tárgyát képező fúrások egy távlati, napi 80 000–100 000 m³ kapacitású Zala megyei regionális vízműrendszer kialakításának első alapfúrásaiként készültek. A kutatás a Mura–Kerka vízrendszer negyedidőszaki hordalékkúpjainak megismerése céljából indult meg 1982-ben. A munkálatokat a KFH megbízásából a Mélyépterv, mint fővállalkozó koordinálta, irányította. Előzetesen három területet jelöltek ki perspektivikusnak, melyeken első fázisként a MÁELGI különféle geofizikai szondázásokat végzett, és ezek, valamint a korábbi vízkutató fúrások adatai alapján jelölték ki a MÁELGI, a KFH, a MÉLYÉPTERV és a MÁFI szakemberei a fúrások helyét. A lentikápolnai 300 méteres fúrás 1986-ban, a szepetneki és tótszerdahelyi szintén 300 méteres fúrások 1988-ban mélyültek (1. ábra). A fúrások kivitelezését az OFKVV észak-magyarországi üzeme (Miskolc) végezte a lentikápolnai kútcsoport hidrológiai–hidrodinamikai vizsgálatával együtt. A fúrások anyagának üledékföldtani és öslénytani feldolgozását a MÁFI laboratóriumaiban specialisták végezték, a rétegsorok földtani–vízföldtani értékelését pedig e sorok írója. Jelen tanulmányban a három fúrás eredményeiből adunk összefoglaló földtani–vízföldtani értékelést.

A terület földrajzi jellemzése

A fúrásokat a Zalai-medence DNy-i részén, változatos térszíneken, különböző tsz. feletti magasságban telepítették.

A lentikápolnai F. 1. sz. fúrás a Kerka folyó néhány km szélességű alluviális térszínén kb. 167 m-es, a tótszerdahelyi Tsz. 1. sz. fúrás a jóval szélesebb Mura alluviumon helyezkedik el 136,4 m, a szepetneki Sze. 1. sz. magfúrás pedig a Mura alluviumát kísérő kiemelt helyzetű, de erózióval felszabdalt domboron települ 175,2 m tsz. feletti magasságban. A domborzat alakulása döntően meghatározta a negyedidőszaki képződmények kifejlődését és vastagságát, a rétegsorok változatos fejlődéstörténetről tanúskodnak.

A terület vázlatos földtani felépítése

A fúrások közelebbi és távolabbi környékén mélyült néhány szénhidrogén-kutató fúrás, melyek adataiból az alaphegység mélysége, szerkezete és kőzettani kifejlődése, valamint a medencekitöltő üledék vastagsága és kifejlődése hozzávetőlegesen felvázolható.

Az alaphegység 2500–3500 m mélységben helyezkedik el. Szerkezete igen bonyolult, kőzetkifejlődése is nagyon változatos; paleozóos és mezozóos képződmények igen eltérő kőzetei kerültek elő a fúrásokból. A miocénig tartó fejlődéstörténetnek gyakorlatilag semmi bizonyító adata nincs, valószínűleg szárazulat, a lepusztulás térszíne volt a terület.

A paleozóos–mezozóos képződmények fölött néhány száz m vastagságban miocén korú üledéksor (ezek jelentik a medencekorszak kezdetét), ezekre pedig mintegy 2300–2800 m vastagságú pannóniai összlet települ, amelynek nagyobbik fele alsó-pannóniai agyagmárga, márga, aleuritos agyag és alárendelten homokkő, 40%-a felső-pannóniai agyagmárga-, márga-, aleuritos agyag-, agyag-, aleurit-, homok-, homokkő-, szenes agyag-, lignit- és helyenként kavicsos rétegekből áll.

A negyedidőszaki üledéksor vastagsága 15–80 m között változik, és kavics, homok, átalakult lösz, barna és vörös agyag, valamint különféle öntéstalajokból áll.

A miocénben erőteljesen meginduló (felújuló) alp–kárpáti orogén fázisok mindmáig hatnak, és a felszín arculatában, az üledékek vastagságában és jellegében jól tükröződnek. Ezek a mozgások elsősorban a régi szerkezeti vonalakhoz igazodtak, de számos új törésvonal is keletkezett. Megindult a terület feldarabolódása, a rögdarabok különböző mértékű függőleges elmozdulása. Ezek értéke a miocén óta elérte az 1000–1300 m-t.

A hegységkeret kiemelkedése azonban gyorsabb ütemű volt, mint a medencetérészíneké, ezek tehát csak relatíve süllyedtek, a valóságban emelkedtek, hiszen a tengerszint alatt képződött üledékösszletek 350–500 m-t emelkedtek a pliocén végén és a pleisztocénban. Ezek a mozgások közel függőlegesek voltak, de kisméretű oldalirányú elmozdulások, gyűrődések is végbementek a pannóniai összletben (Száva redők). A pannóniaiban a rodáni, a pleisztocénban a román fázis mozgásai tovább darabolták a medencét feltöltő üledéktömeget. A kiemelkedés folytán legalább 200–300 m vastagságú rétegösszlet pusztult le a pliocén végi beltengeri és folyóvízi felhalmozódásokból. A negyedidőszaki képződmények tehát már egy hiányos pannóniai üledéksorra települtek.

A fúrásokban harántolt összletek jellemzése

Mindhárom fúrás két földtani időszak rétegsorát tárta fel; a *negyedidőszakit* teljes egészében, a terület alatt nagy vastagságban kifejlődött *felső-pannóniai* üledéksornak azonban csak az 1/5-ét. A két képződménysor mindenütt eróziós diszkordanciával válik el egymástól. A felső-pannóniai összlet finom szemcséjű rétegekkel végződik, a negyedidőszaki üledéksor viszont kavicsos rétegekkel kezdődik. Mindkét rétegsorban vannak hasonlóságok, de eltérő vonások is. A felső-pannóniai összlet mindhárom fúrásban a Toronyi Lignit Formációba tartozik, de a rétegsorokat nem lehet párhuzamosítani, még annak ellenére sem, hogy kettő egészen közel települ egymáshoz (tektonikai elmozdulások és eróziós folyamatok együttes hatása).

Lentikápolnán és Tótszerdahelyen a negyedidőszaki rétegsorban a kavicsrétegek jelentősek, míg Szeptetneken a löszös-agyagos képződmények vannak túlsúlyban.

A fúrómagokból számos különféle üledékföldtani és őslénytani vizsgálat készült, a szedimentációs folyamatok és az ősföldrajzi viszonyok megismerése céljából.

A fúrásokban a szükséges geofizikai vizsgálatokat elvégezték, melyek a részletes szemcseelemzés mellett az összletek vízföldtani kiértékeléséhez szolgáltatnak jó adatokat.

Felső-pannóniai képződmények

Vastagságuk a három fúrásban közel azonos; a lentikápolnaiban 284,5 m, a szeptetneken 224,7 m a tótszerdahelyiben 236,5 m. Eróziós diszkordanciával határolt felszínük a negyedidőszaki képződmények alatt 151,5 m, 99,9 m, ill. 72,9 m a tsz. felett.

Az üledékeknek több mint 60%-a finom szemcséjű rétegekből áll (agyagmárga, agyag, aleurit), sok sötétszürke és feketésszürke huminit, pelitben gazdag mélylápi és mocsári agyagréteggel. Ezek vastagsága néhány dm, ritkán 1 m vagy több annál. E rétegek az üledékgyűjtő vizének sekély, néhány dm-től néhány m-ig tartó mélységét bizonyítják. Ezen kívül több lignit- és szenesagyag-réteg is kifejlődött közöttük, melyek vastagsága 1–2 dm-től 1,5 m-ig változik. Ezek a rétegek szintén sekély vízborítást, dús vegetációt és meleg klímát igazolnak. Helyenként szénült levélenyomatokat, uszadékfákat, sok finom szénült növényi törmeléket is találunk bennük. Előfordulnak még 1–2 dm vastag, meszes kötésű homok- és homokkőpadkák is, amelyek beszáradási időszakokat jelölnek. Ezekon kívül, elsősorban a felső szakaszokban (de elszórtan mélyebben is) sok sárga, rozsdabarna, barnássárga, néhol vöröses tónusú folt, göb és réteg is megfigyelhető volt. Ezek a felszíni hatásokat tükrözik (oxidáció) a kiemelt helyzetű, tartósan vízborítás nélküli egykori térszíneken. E foltok egyrészt a pleisztocénban beszívargó vizek hatására oxidáció eredményeként jöttek létre, más részük azonban késő diagenetikus oxidációt szenvedett el. A meleg, vízszegény klímaszakaszok idején az oxidáció átjárta e rétegeket, s az ismételt tartós vízborítás után újra szürke, kékeszürke üledékek rakódtak le.

A finom szemcséjű kőzetek szerkezete tömör, rétegzetlen, csak kisebb szakaszokon figyelhető meg jól a rétegzettség. Ezekben általában a finom homokos aleurit és az agyagos aleurit váltogatják egymást (1–2 mm). Teljesen sík lapokban válnak el a rétegek. A rétegzettség általában vízszintes, vagy néhány fokot dől, de előfordulnak 20–30°-os dölések is. Ezek azonban nem szerkezeti elmozdulás eredményei, hanem zagyár vagy partomlás hozta létre, esetleg folyóvizek keresztrétegzett deltaüledéke lehet.

A kőzetek zömének színe középszürke, néhol zöldesszürke, világosszürke.

A finom szemcséjű rétegek vastagsága néhány m-től 20–30 m-ig terjed; adott helyen vertikálisan gyakorlatilag vízzárónak tekinthetők. A kiékelődések (lencsés kifejlődés) során a fedő és fekvő homokrétegek vize közlekedik, s ezt a növekvő vízkitermelés csak fokozza.

Homokos rétegek a fúrások rétegsorának egyharmadát alkotják. Vastagságuk különböző, zömében néhány m-től 20–30 m-ig terjed. A szemcsenagyság nagyobb része közepes és apró, egyes vastagabb rétegekben azonban 5–20%-nyi durva szemcse is előfordul. A finom szemcsék a vékonyabb rétegekben számottevők.

A kőzetlisztfrakció is jelentős, helyenként eléri a 20–25%-ot. Szerkezetük laza, porózus, néhol mésszel cementált, kemény (néhány 1–2 dm-es padka), másutt jól rétegzett ami a leülepedés finom változásaira utal (vízhozamváltozás, vízáramlások, évszakos klímaváltozások stb.). Előfordulnak kisebb-nagyobb növénytörmelékek, agyaggöbök, apró konkréciók és elvétve vékony mészszerkezetek is. A felső szakaszokban rozsdafoltok, okkersárga foltok, erek és rétegek is jelentkeztek, ami időszakos szárazulattá válást jelent (felszíni oxidációs hatások). A homok általában kevés csillámot tartalmaz, ami itt-ott dúsul. E helyeken sok finom növényi törmelék és apró mész- és agyaggöbök is található, ezek egykor sekély vízfű, gyenge vízmozgású partszegélyek vagy a főmedertől távolabbi folyóárterek lehettek.

A homokos összletek delták folyóvízi hordalékai, amint ezt a szemcseösszetételük is bizonyítja. A homokrétegek színe is általában középszürke, helyenként sárgásszürke, szürkéssárga.

Kavicsos rétegek. A tótszerdahelyi fúrásban, nagy vastagságú közép- és durva szemcséjű homokréteg közepén 154–159 m mélységközben kevés apró kavics (0,5–1,0 cm Ø) és murva (2,0–5,0 mm Ø) települ szórta. A szepetneki fúrásban a 227,3–228,1 m mélységközben van egy alulról felfelé finomodó szemcseállományú kavicsos réteg. Alsó szakaszán 2,0–2,5 cm, felül már csak 0,5–1,0 cm Ø-jűek a kavicsszemek. Alsó fele eléggé kötött, meszes, konglomerátumszerű. Vöröses limonitos, agyagos-homok rétegek, foltok tagolják meg, ez felszíni oxidációs hatásokra alakult ki a rétegben. Színe piszkosszürke–rozsdabarna.

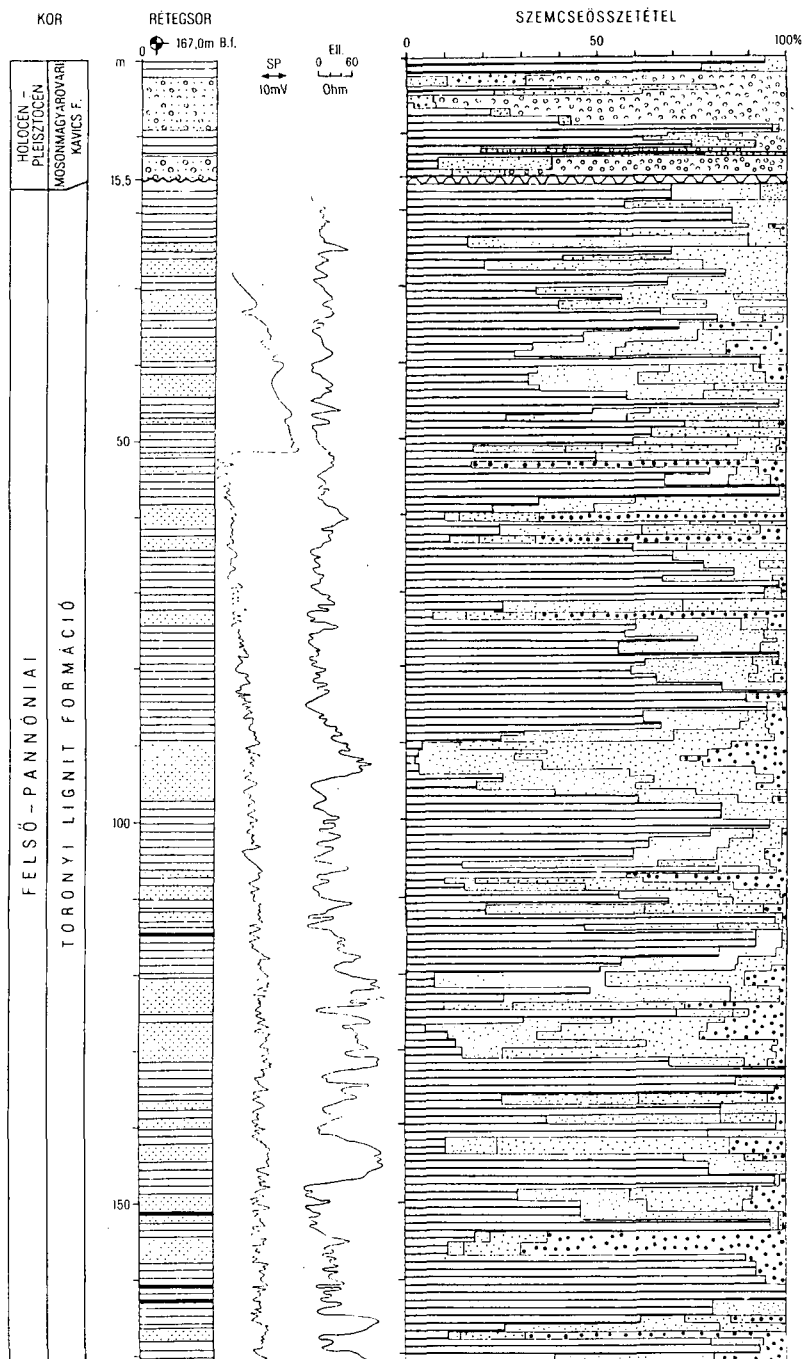
Mindkét kavicsos réteg egy nagyobb kiterjedésű és vastagságú folyóvízi kavicsösszletnek a szegélye lehet (delta-hordalékkúp pereme).

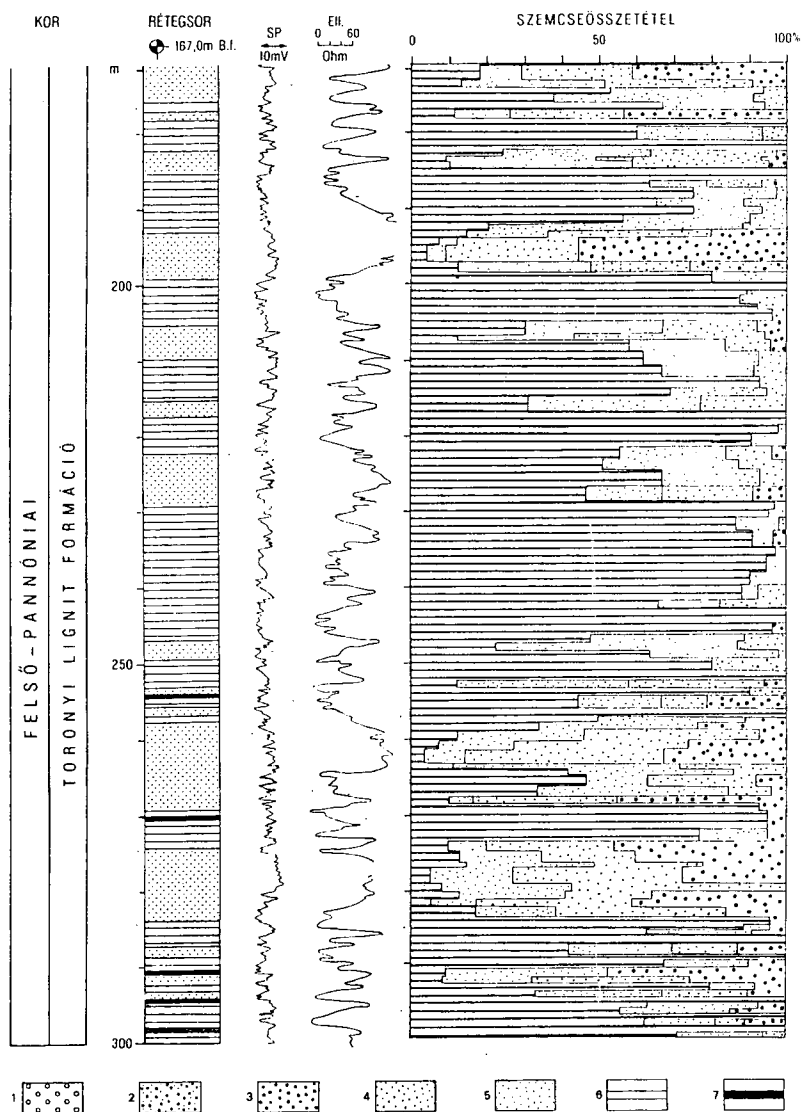
Pleisztocén

A fúrások felső szakaszán kifejlődésük és vastagságuk változó: Lentikápolnán 15,5 m, Szepetneken 75,3 m, míg Tótszerdahelyen 63,5 m. A felső-pannoniaiól lényegesen elütő összlet. A tótszerdahelyi és a lentikápolnai fúrásokban jelentős része kavicsból, homokból, valamint öntésképződményekből áll, a szepetneki kvarterösszlet főleg áthalmazott, kilúgozott, talajosodott löszből, barna és vörösbarna löszös-agyagos rétegekből épül fel, a durva szemcséjű folyóvízi képződmények alárendelt jelentőségűek.

Az üledékek a pleisztocén különböző szakaszaiban képződtek, térszíni helyzetük és kőzetkifejlődésük is eltérő, így formációbba sorolásuk ezek alapján történt.

Szepetneken az alsó, Tótszerdahelyen a két alsó kavicsréteg az idősebb pleisztocén képviseli, míg a lentikápolnai alsó és a tótszerdahelyi középső kavicsréteg a középső-ple-



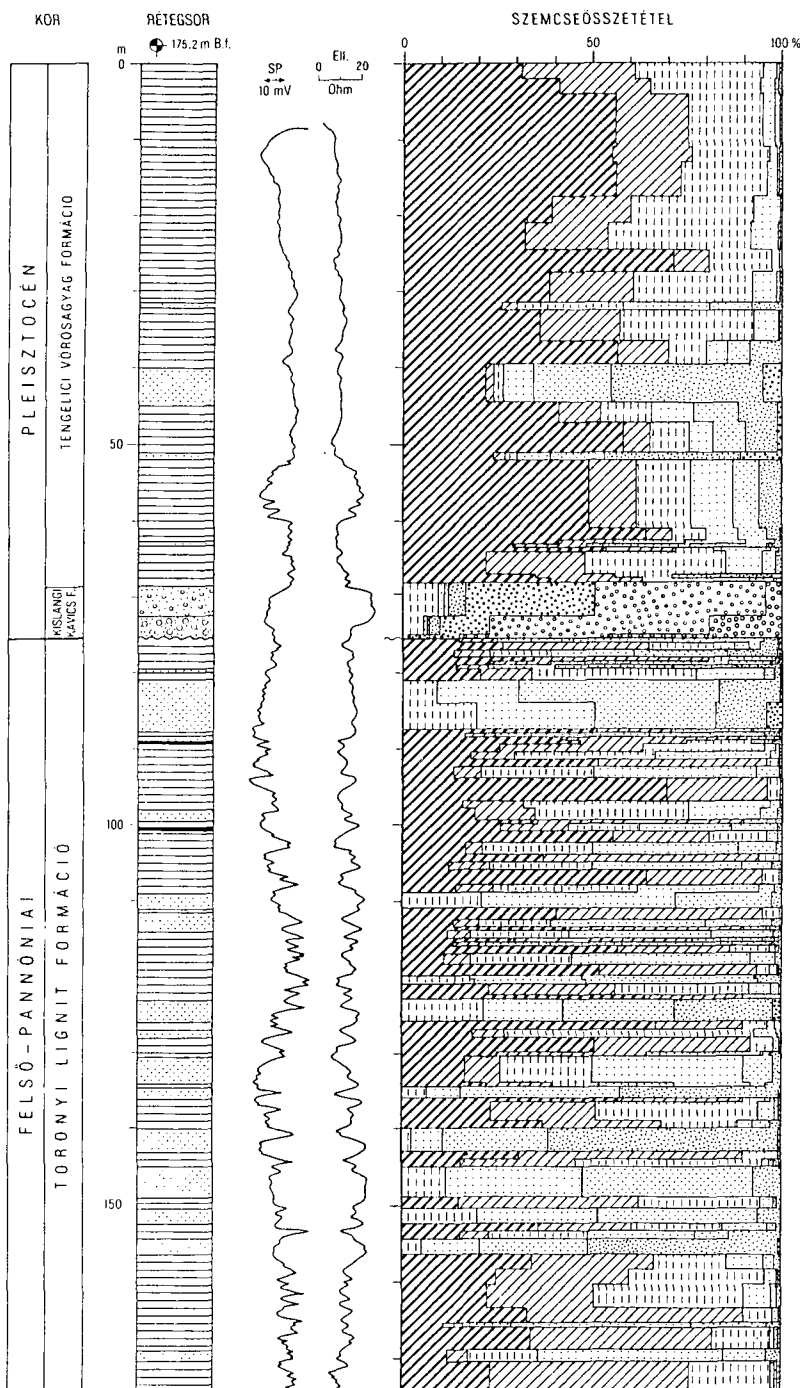


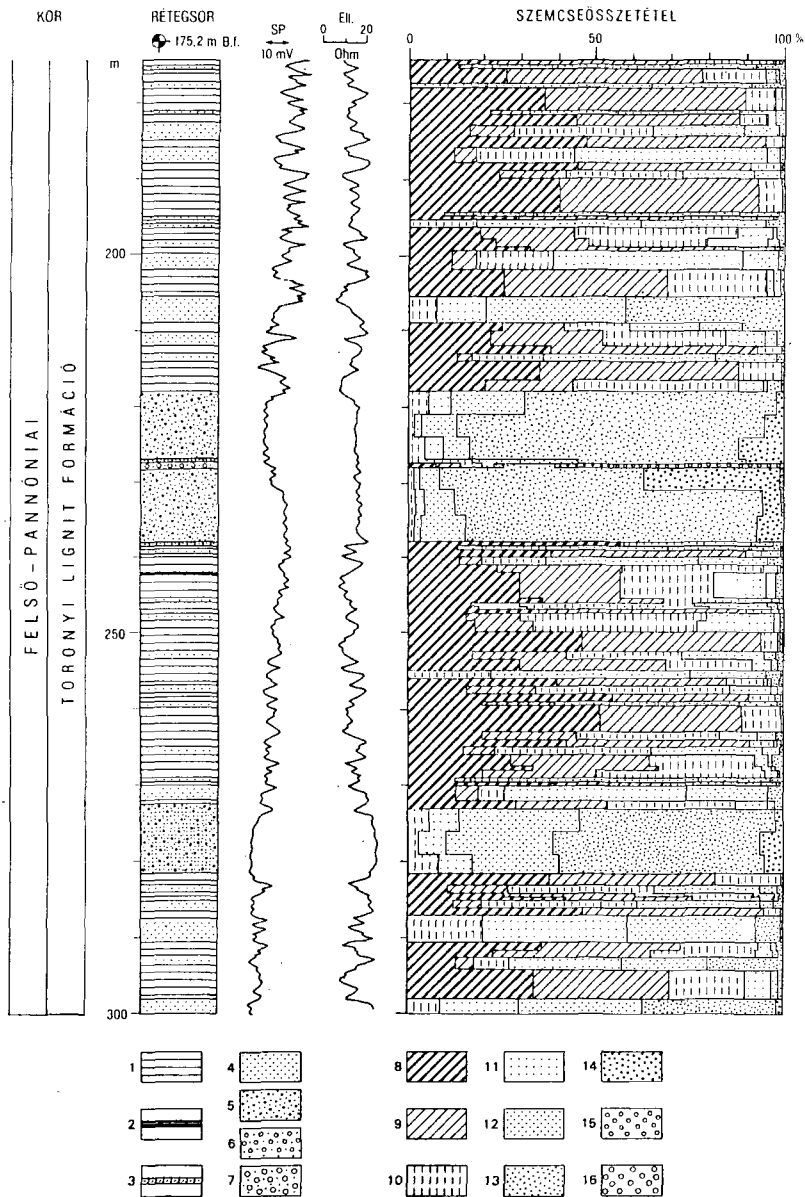
2. ábra. Lentikápolna F. 1. sz. fúrás szelvénye (szerkesztette FRANYÓ F. 1988)

Rétegsor: 1. homokos murva és kavics (2,0 mm Ø), 2. vegyes szemcse-összetételű homok (0,06–0,5 mm Ø), 3. közép- és durva szemű homok (0,2–2,0 mm Ø), 4. apró szemű homok (0,1–0,2 mm Ø), 5. finom szemű homok (0,06–0,1 mm Ø), 6. agyag, finom és durva közetliszt (0,00–0,06 mm Ø), 7. lignit

Fig. 2. Borehole section Lentikápolna F. 1 (after F. FRANYÓ 1988)

Sequence: 1. sandy grit and gravel (Ø 2.0 mm), 2. sand of mixed granulometric composition (Ø 0.06 to 0.5 mm), 3. medium- and coarse-grained sand (Ø 0.2 to 2.0 mm), 4. small-grained sand (Ø 0.1 to 0.2 mm), 5. fine-grained sand (Ø 0.06 to 0.1 mm), 6. clay, fine- and coarse-grained silt (Ø 0.00 to 0.06 mm), 7. lignite



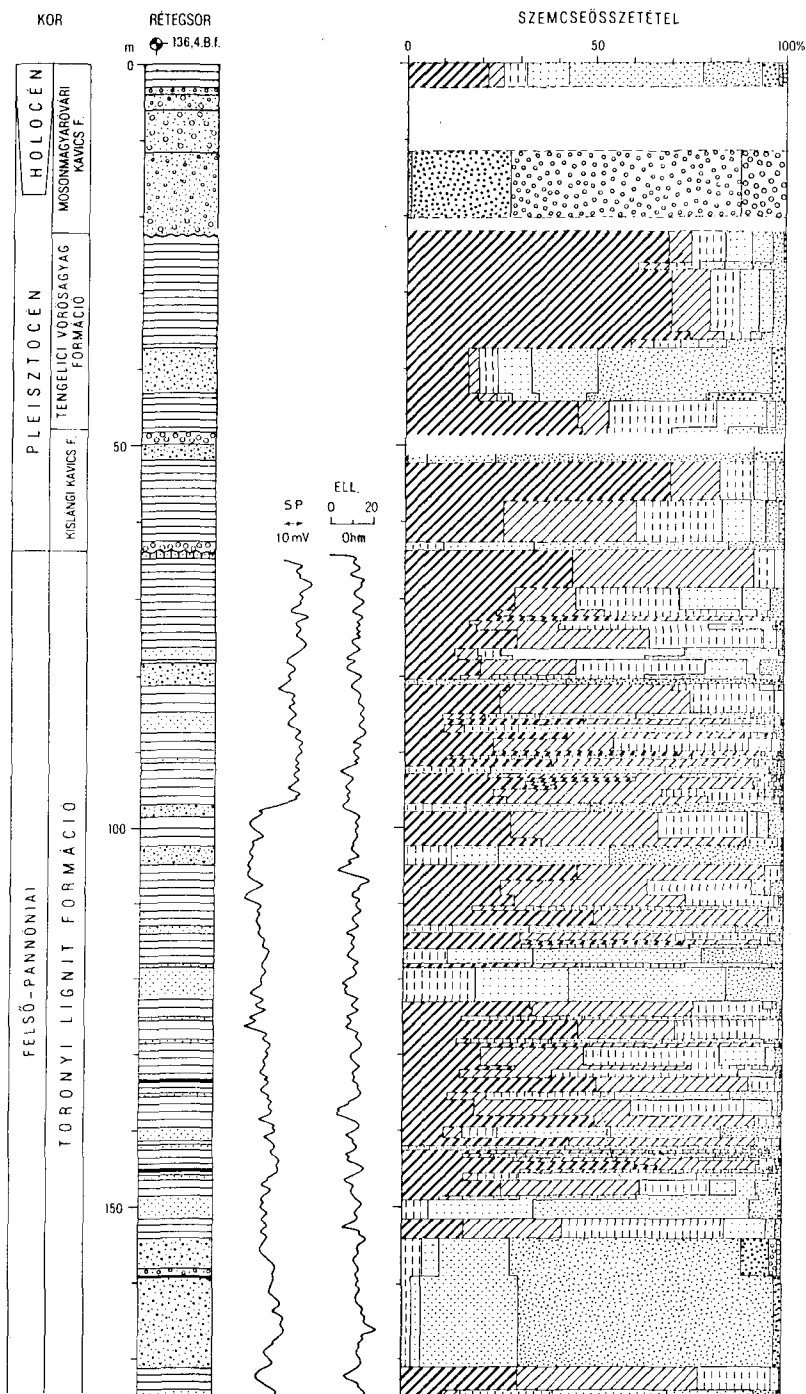


3. ábra. A Szeptnek 1. sz. 300 m-es magfúrás szelvénye (szerkesztette FRANYÓ F. 1988)

Rétegsor: 1. kőzetliszt, agyag, márga, 2. lignit, 3. homokkő, 4. finom és apró szemű homok, 5. közép- és durva szemű homok

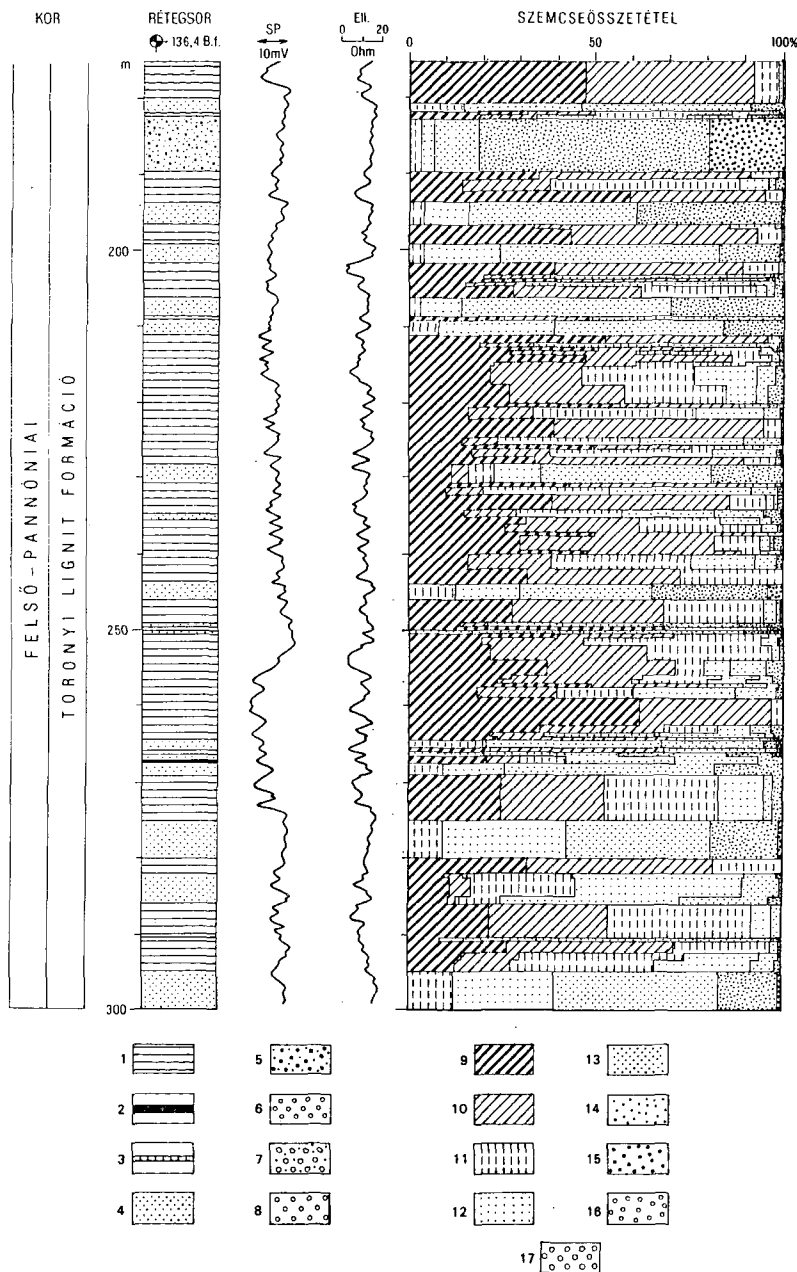
Fig. 3. Profile of the 300-m-deep cored borehole Szeptnek 1 (after F. FRANYÓ, 1988)

Sequence: 1. Silt, clay, marl, 2. lignite, 3. sandstone, 4. fine- and small-grained sand, 5. medium- and coarse-grained sand



4. ábra. Tótszerdahely 1. sz. fúrás szelvénye (szerkesztette FRANYÓ F. 1988)

Fig. 4. Borehole Tótszerdahely 1 (after F. FRANYÓ 1988)



Rétegsor: 1. Kőzetliszt, agyag, márga, 2. lignit, 3. homokkő, 4. homok, finom és apró szemű, 5. homok, közép- és durva szemű, 6. kavics, apró szemű, murvás, homokos, 7. kavics, durva szemű, murvás, homokos, 8. kavics, durva szemű (4–8 cm Ø). — *Szemcseösszetétel:* 9. 0,0–0,005 mm Ø agyag, 10. 0,005–0,02 mm Ø kőzetliszt, 11. 0,02–0,06 mm Ø homokliszt, 12. 0,06–0,1 mm Ø finom homok, 13. 0,1–0,2 mm Ø apró szemű homok, 14. 0,2–0,5 mm Ø középszemű homok, 15. 0,5–2,0 mm Ø durva szemű homok, 16. 2,0–5,0 mm Ø murva, 17. 5,0 mm Ø kavics

Sequence: 1. Silt, clay, marl, 2. lignite, 3. sandstone, 4. sand, fine- and small-grained, 5. sand, medium and coarse-grained, 6. gravel, small-grained, with grit and sand, 7. gravel, coarse-grained (Diam. 4 to 8 cm) — *Granulometric composition:* 9. clay with grains of 0.0 to 0.005 mm, 10. mud with grains of 0.005 to 0.02 mm, 11. silt with grain diameter of 0.02 to 0.06 mm, 12. fine-grained sand with grains of 0.06 to 0.1 mm, 13. fine-grained sand with grain diameter of 0.1 to 0.2 mm, 14. medium-grained sand with grain diameter of 0.2 to 0.5 mm, 15. coarse-grained sand with grain diameter of 0.5 to 0.8 mm, 16. grit with grain diameter of 2.0 to 5.0 mm, 17. gravel with grain diameter of 5.0 mm

isztocénben képződött, és ugyanide kell sorolnunk a szepetneki 40–45 m mélységköz közép- és durva szemcséjű homokrétéjét is. Az ezek fölötti üledéksor mindhárom fúrásban már a felső-pleisztocénbe tartozik. Míg Lentikápolnán és Tótszerdahelyen az egész üledéksor folyóvízi, addig Szepetneken a felső 40 m anyaga eolikus és deluviális eredetű, finom szemcséjű, nagy részében gyengén vagy erőteljesebben talajosodott rétegekből áll. A felső-pannóniai összlethez hasonlóan ezek a rétegek is ciklikus kifejlődésűek (2., 3., 4. ábra).

Holocén

Üledékei csak a lentikápolnai és a tótszerdahelyi fúrás felső 3–4 m-ében találhatók. Felső részük tipikus öntésképződmény; szemcseanyagát agyag, kőzetliszt és vegyes szemcséjű homok együttesen alkotja. Humuszos, sötétszürke, feketésszürke, sok szerves anyagot, növénytörmelékot tartalmaz. Igazi ártéri öntés. A folyók nagyvízkor az ártérre kiöntenek, és vegyes szemcséjű hordalékukat a szétterülő vizek a hirtelen eséscsökkenés következtében osztályozatlanul rakják le.

E legfelső öntésképződmény alatt már homokos-kavicsos üledékek települnek, az erősebb hordalékszállítást és bővízű folyók tevékenységét jelezve. Ebből a kavicsos összetételből is néhány méter még az óholocénban rakódhatott le. Fokozatosan fejlődik ki a pleisztocén kavicsos üledékekből. A kavics apró szemű, üde, zömében fiatal, elsődleges lehordású anyag. Sok murva és durva szemű homok mellett kevés idős, korrodált, limonittal festett és kergezett szemcsével, kavicstörmelékekkel. Színe sárgásszürke.

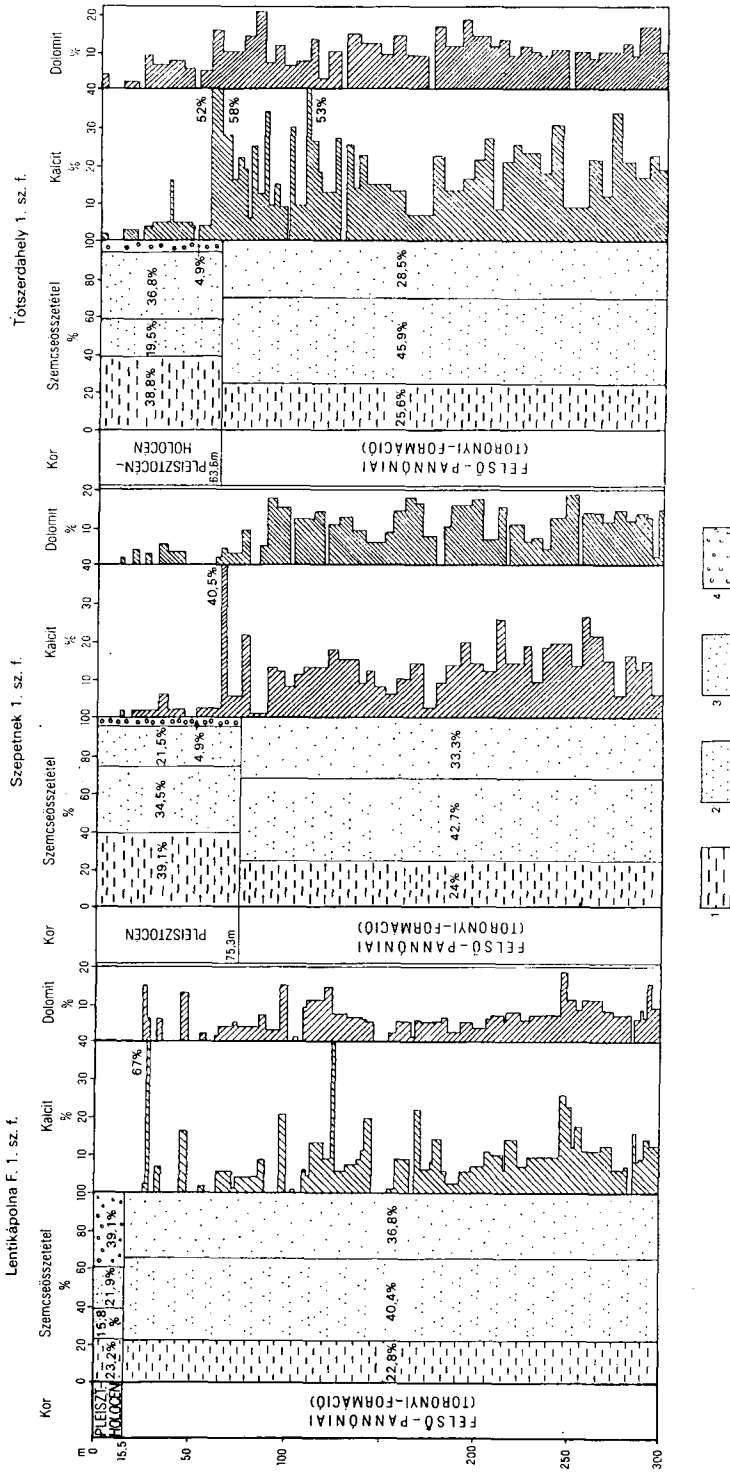
Üledékföldtani vizsgálatok

A fúrások anyagából nagyszámú és sokféle üledékföldtani vizsgálat készült. A legtöbb szemcse-összetételi volt, melyekből az üledékképződés igen részletes menetét ismertük meg; minden mintából kalcit- és dolomit-tartalom-meghatározás is történt (2., 3., 4. és 5. ábra). Mind a felső-pannóniai, mind a negyedidőszakú üledékek ciklusos kifejlődésűek; nemcsak a finom szemcséjű (agyag, aleurit) és durva szemű (kavics és homok) rétegek váltakoznak, hanem ezeken belül is megfigyelhető a finom ciklusos üledékváltozás menete. Helyenként teljes ciklusok figyelhetők meg; a finom szemcséjű réteg anyaga egyre durvul, az agyag kőzetlisztes homokba, homokba, majd kavicsba megy át, és innen ugyanúgy visszafinomodik. A ciklusok jelentős része azonban nem teljes, ép ciklus, hanem megtört, csonka, valamilyen hatásra nem fejeződött be. Ezeknek oka elsősorban a folyók automechanizmusa, gyakori mederváltása, a klímaingadozásokból adódó víz- és hordalékhozam-változások, a szerkezeti mozgások és eróziós folyamatok (2., 3., 4. ábra) hatása.

A homokrétég ásványtani vizsgálatát ELEK I. és SALLAY M. végezte. A 64 mintából kirajzolódik az az ásványegyüttes, amely domináns, szubdomináns vagy alárendelt, szórványos jellegű a rétegekben, és az egykori lehordási területek helyét és irányát, valamint kőzetanyagát is behatárolja.

Az 1,1–33,0% között változó, helyenként torlat jellegű nehézasvány-tartalom átlaga 5,3%. Leggyakoribb ásványai a gránát, amfibol, epidot, klorit. Kisebb jelentőségű a disztén, turmalin, a tremolit, a biotit, a klinozoit és a pirit. A könnyűásványok közül meghatározó a kvarc, a káliföldpát, nagyon sok a muszkovit, az agyagásványosodott szemcse, a karbonátos anyag és az egyéb plagioklász (1. táblázat). ELEK I. és SALLAY M. véleménye szerint az anyag döntő része alpi eredetű, kisebb része a Kárpát-medencéből származik.

A tótszerdahelyi és szepetneki kavicsok közettani összetételét, görgetettségi értékeit (1. táblázat) és vékonycsiszolatait SALLAY M. vizsgálta és értékelte. Eredményei a következők:



5. ábra. A fúrások rétegorának kor- és formációtárolódása, köztani megoszlása, kalcit- és dolomit-tartalma

1. agyag, 2. aleurit, 3. homok, 4. kavics

Fig. 5. Stratigraphic classification, formations, lithology and calcite/dolomite content of the sequence taken from the boreholes

1. clay, 2. silt, 3. sand, 4. gravel

1. táblázat – Table 1

A pleisztocén kavicsok közzetani megoszlása, szállítási távolság- és CPV-értékei STRAUZ L. módszere alapján (A vizsgálatokat SALLAY M. végezte)
 Petrological distribution, transportation distance and CPV values of Pleistocene gravels determined using a method of L. STRAUZ (acc. to M. SALLAY)

Tótszerdahely 1. sz. fúrás

Minta mélysége	db	Ø cm	A kavics anyaga	Szállítási távolság Gyakori érték (km)	Átlag		
					C	P	V
1. 19,8–22,3	12	1,5–8,0	kvarc	273–642	1,5	3,2	5,3
	1	4,0	homokkő (finom szemű)	587	0,7	4,4	4,9
2. 48,2–49,6	24	2,0–7,0	kvarc	139–642	1,9	2,6	5,5
	15	2,5–5,0	kvarcit	167–1442	1,4	4,0	4,6
	2	5,5	homokkő (metamorfizált)	342–448	1,3	3,7	5,0
	4	4,0	tűzkő (?)	167–239	2,3	3,2	4,5
	2	2,5	tufás kőzet (tufit ?)	152–703	2,3	2,5	5,2
	4	6,0	homokkő (durva szemű)	410–2065 (szélső érték)	0,7	3,4	5,9
	3	4,0–6,0	homokkő (finom szemű)	116–841 (sz. é.)	3,7	2,6	3,7
	4	2,5–5,5	konglomerátum	182–920 (sz. é.)	0,8	4,7	4,5
3. 62,5–63,5	5	3,5–7,0	kvarc	218–490	2,1	3,4	4,5
	9	2,5–4,0	kvarcit	239–448	2,3	3,2	4,5
	1	7,0	homokkő (metamorfizált)	239	2,3	3,4	4,3
	1	3,0	homokkő (finom szemű)	342	0,7	5,6	3,7
	1	9,0	konglomerátum	642	1,5	2,5	6,0
	1	5,0	kovapala (?)	139	2,2	4,7	3,1

Szepeinek 1. sz. fúrás

1. 75,0–75,3	2	4,0	kvarc	273–469 (sz. é.)	1,75	3,4	4,85
	3	4,0–6,2	kvarcit	174–342 (sz. é.)	1,93	3,7	4,37

A szénkőzettani vizsgálatok eredményei
(ELEK IZABELLA vizsgálatait szerint)

Results of coal-petrological analyses

Lentikápolna F. I. sz. fúrás

2. táblázat—Table 2

Minta- szám	Mélység	Telit	Detrit	Gelit	Liptit	Inertit	Klárít	Karbo- minerit	Karbo- minerit detrittel	Szénkőzettani jelleg, lapöv
		1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
1.	113,9—114,2	18,97	7,99	2,71	0,88	2,03	3,04	64,38	—	humotexinites-kollinites agyag, mély- lap, közepes áramlások öve
2.	151,1—151,2	17,08	5,58	10,32	1,39	3,07	62,56	—	—	huminites agyag, mélylap, közepes áramlások öve
3.	161,1—161,2	19,60	1,49	7,46	1,12	1,23	—	25,42	43,68	humotellinites-kollinites agyag, mély- lap, közepes áramlások öve
4.	163,8—163,9	15,92	6,36	4,24	4,45	1,48	14,22	53,33	—	humotellinites agyag, mélylap, gyenge áramlások öve
5.	253,8—254,0	22,42	0,75	1,73	2,60	4,55	18,30	49,65	—	humotellinites-klárítos agyag, mély- lap, gyenge áramlások öve
6.	269,5—270,2	11,24	1,31	7,24	2,04	1,34	30,95	45,88	—	klárítos—tellinites agyag, mélylap, gyenge áramlások öve
7.	292,5—292,6	10,36	15,98	3,29	1,09	4,27	26,37	38,64	—	humotellinites—klárítos barnaköszén, sekélylap, gyenge áramlások öve
8.	294,5—294,6	30,50	10,67	7,86	3,22	2,03	7,55	38,17	—	humotellinites agyag, mélylap, közepes áramlások öve
9.	297,8—297,9	5,34	2,31	7,83	2,67	20,66	9,51	51,68	—	huminitörmelékes agyag, mélylap, közepes áramlások öve

2. táblázat folytatása – Table 2 cont.

Szepetek I. sz. fürds	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
1.	100,2–100,6	28,70	24,57	8,64	1,22	6,09	14,56	18,22	–
									xilites lágy barnakőszén, mélylap, közepes és erős áramlási öve
2.	202,2–205,5	21,63	27,62	2,66	1,33	–	23,13	23,63	–
									xilites lágy barnakőszén, mélylap, gyenge áramlások öve
3.	241,9–242,4	30,55	5,63	16,72	4,44	0,85	38,05	3,76	–
									xilites lágy barnakőszén, sekélylap belső öve

Tótszerdahely I. sz. fürds

1.	137,9–138,1	32,03	–	14,45	2,53	3,73	14,15	33,11	–
									xilites lágy barnakőszén, mélylap, gyenge áramlások öve
2.	144,8–145,0	14,88	31,60	6,44	0,92	–	9,22	36,94	–
									xilites lágy barnakőszén, mélylap, gyenge áramlások öve
3.	253,7–253,9	26,78	25,48	2,44	3,43	–	37,43	4,44	–
									xilites lágy barnakőszén, sekélylap belső öve

Tótszerdahely I. sz. fürds

Mintaszám	Mélység	Vastagság cm	Égsmeleg	Fűtőérték	Hamu	Nedv. tart.	Sb	H ₂	Tiszta égs kJ/kg
				kJ/kg					%
1.	93,6–93,7	10	8150	7318	48,64	16,47	0,61	1,94	23359
2.	137,9–138,1	20	10621	9794	44,70	12,14	2,12	2,40	24606
3.	144,8–145,0	20	10056	8995	34,10	20,54	1,75	2,52	22171
4.	253,7–253,9	20	15210	14059	22,18	16,10	2,79	3,43	24641

A kavicsok kőzettani összetétele a makroszkópos vizsgálatok szerint zömében kvarc, kvarcit, kisebb része homokkő, konglomerátum, kovapala, tűzkő, fillit és tufás (tufit?) kőzetnek minősült. Karbonátos kőzetanyag egyik mintában sem fordult elő. A kavicsokból készült 11 db vékonycsiszolat alapján a kvarc gyengén metamorfizált kvarcitnak, a kvarcit erősebben metamorfizált (milonitosodott) kvarcitnak bizonyultak. A finom szemcséjű metamorf homokkővek muszkovitos, biotitos kvarcfillitnek minősültek. A kissé durvább szeműek valódi homokkővek voltak. A tűzkövek egy része valóban az volt, egy része viszont anchimetamorf kvarcpalának minősült, bennük átkristályosodott Radiolariák ismerhetők fel. A tufás (tufit?) jellegű kőzetanyag metamorfizált kvarccsillámpalának bizonyult.

A három fúrás homokrétegeinek 42 mintájából készültek koptatottsági vizsgálatok a 0,1–0,2 mm-es szemcsetartományból. A szemcsék 8%-a az 1-es, 72,3%-a a 2-es, 19,6%-a a 3-as kategóriába tartozott, és csak egy szemcse volt 4-es koptatottságú (a Miháltz-féle osztályozás szerint). Az egyes fúrások homokjainak átlagindexe: Lentikápolna 1,94, Szepetnek 2,31, Tótszerdahely 2,28. A negyedidőszaki rétegeké (3 minta) 2,31, a felső-pannóniai rétegeké (39 minta) 2,11. Ezek szerint a homokrétegek kifejezetten folyóvízi eredetűek, csak sarkos, szilánkos szemcséket tartalmaznak (SISKÁNÉ SZABÓ Á. vizsgálata).

A lignitrétegek szénkőzettani összetételét ELEK I. határozta meg, néhány lignitminta kalorikus vizsgálatát a Visontai Hőerőmű Vállalatnál végezték. Eredményeiket a 2. táblázat mutatja be.

A fúrások 21 agyag és kőzetliszt mintájából készült teljes kémiai elemzés 14 alkotóra; átlagértékei a következők: $\text{SiO}_2=42$, $\text{Al}_2\text{O}_3=14$, $\text{CO}_2=12,5$, $\text{CaO}=9$, $\text{MgO}=5$, $\text{H}_2\text{O}=6$, $\text{Fe}_2\text{O}_3=2,6$, $\text{K}_2\text{O}=2,4$, $\text{TiO}_2=0,9$, $\text{FeO}=3,2$, a többi alkotó csak néhány tized %-kal részesedik a mintákban. Egyes átlagértékek igen szélső értékeket takarnak.

Színképelemzés csak a lentikápolnai fúrás agyagos rétegeiből készült (16 minta). Az elemek zömének eloszlása közel azonos a felszíntől a talpig, néhányé azonban igen eltérő határok között mozog. A ppm-ben meghatározott értékek átlagai a következők: $\text{Ag}<0,4$, $\text{As}<600$, $\text{B}\leq 80$, $\text{Ba}\leq 1080$, $\text{Be}<9$, $\text{Bi}<16$, $\text{Co}\leq 22$, $\text{Cr}<70$, $\text{Cu}\leq 75$, $\text{Ga}\leq 22$, $\text{Mo}<6$, $\text{Ni}\leq 55$, $\text{Pb}\leq 25$, $\text{Sb}<160$, $\text{Sn}<6$, $\text{Sr}\leq 425$, $\text{V}\leq 70$, $\text{W}<60$, $\text{Y}<60$, $\text{Zn}<120$, és a $\text{Zr}<70$.

Egyes agyagrétegek plastikussági értékeit a 3. táblázat tartalmazza. Néhány agyagminta vízáteresztő képességét és kapilláris emelő hatását a 4. táblázat mutatja.

Öslénytani vizsgálatok

Sem a felső-pannónia, sem a negyedidőszaki összlet nem tartalmazott gazdag Mollusca-faunát. Néhány mélységközben azonban mindhárom fúrás szolgáltatott értékelhető anyagot, az előkerült fajok így megfelelően igazolták a kőzetek korát, a klímát és a közvetlen életterüket is.

A malokológiai vizsgálatokat KROLOPP E. végezte. Megítélése szerint a szórványos anyag is elegendő volt a két nagy üledékszakasz jó elhatárolásához, s az egyes szakaszok megfelelő jellemzéséhez, értékeléséhez.

A felső-pannóniai összletben talált fajok döntő többsége szárazföldi, azonban ezek legnagyobb része nedvességigényes volt, és vízparti, dús vegetációval borított területeken élt. A fajok egy része szárazabb térszíneken is megélt. Az előkerült mintegy tucatnyi vízi faj élettere álló vagy lassan folyó édesvíz volt.

Érdekesség, hogy a hazai pannóniaiából eddig ismeretlen *Daudebardia* sp. is előkerült a tótszerdahelyi fúrás 133–135 m mélységközből.

A negyedidőszaki összletek faunája kizárólag szárazföldi alakokból áll. A szepetneki fúrás 32–36 m mélységközből előkerült együttes nagy ökológiai tűrőképességű, részben

Az anyagok plasztikussági értékei

3. táblázat – Table 3

Plasticity values of clays

Szepetnek 1. sz. fűrés

Minta-szám	Mélység	Nedvesség-tart. %	Folyási határ %	Sodrási határ %	Telítési határ %	Plasztikus index %	Folyási index %
1.	16,0–16,2	9,98	47	21	30,6	26	11
2.	26,6–26,8	15,77	49	25	31,3	24	11
3.	48,9–49,1	17,73	52	19	32,4	33	14
4.	64,8–65,0	16,93	59	30	34,5	29	10
5.	76,3–76,5	23,12	51	37	32	14	18
6.	89,6–89,8	17,35	62	22	35,4	40	15
7.	95,8–96,0	27,86	72	33	38,1	39	9
8.	100,9–101,1	24,25	59	32	34,5	27	10
9.	107,4–107,6	17,92	52	24	32,4	28	11
10.	119,2–119,4	24,28	59	28	34,5	31	17
11.	139,0–139,2	34,34	90	41	42,6	49	21
12.	158,1–158,25	26,48	63	35	35,6	28	19
13.	170,4–170,55	27,49	58	38	34,2	20	16
14.	188,4–188,55	17,28	66	28	36,5	38	12
15.	209,1–209,25	16,51	60	33	34,8	27	10
16.	218,3–218,45	27,74	—	—	—	—	—
17.	238,4–238,7	21,84	77	40	39,4	37	24
18.	247,5–247,7	5,72	61	28	35,1	33	17
19.	259,4–159,6	22,22	77	41	39,4	36	26
20.	269,1–269,3	12,18	57	26	33,8	31	14
21.	272,1–272,25	13,34	73	39	38,4	34	14
22.	282,7–282,9	7,10	53	27	32,6	26	8
23.	295,2–295,35	28,46	76	31	39,2	45	15

Tótszerdahely 1. sz. fűrés

1.	25,85–26,06	21,57	51	21	32	30	8
2.	44,45–44,65	23,94	49	22	31,3	27	11
3.	47,8–47,95	26,91	48	20	30,8	28	14
4.	56,6–56,8	10,86	59	23	34,5	36	16
5.	71,0–71,2	21,35	57	26	33,8	31	16
6.	75,3–75,5	33,68	78	36	39,7	42	19
7.	98,9–99,1	18,82	56	28	33,6	28	10
8.	132,65–132,80	30,41	58	30	34,2	28	18
9.	152,16–152,30	22,64	59	29	34,5	30	13
10.	161,4–161,6	28,0	—	—	—	—	—
11.	189,8–189,95	24,59	71	38	37,8	33	22
12.	244,0–244,15	27,46	—	—	—	—	—
13.	286,5–286,65	14,23	56	34	33,6	22	8

4. táblázat — Table 4

Az agyagrétegek vízáteresztő képessége és kapillaritása

Permeability and capillarity of clays

Tótszerdahely 1. sz. fúrás

Minta- szám	Mélység	Vízáteresztő képesség	Kapilláris emelkedés	
		cm/sec	h_5	h_{10}
1.	25,85–26,05	$3,03 \cdot 10^{-3}$		
2.	44,45–44,65	$2,32 \cdot 10^{-6}$		
3.	71,0–71,2	$6,84 \cdot 10^{-5}$		
4.	132,65–132,8	$4,27 \cdot 10^{-5}$	279,3	1941,97
5.	152,15–152,30	$1,94 \cdot 10^{-3}$		
6.	161,4–161,6	$4,51 \cdot 10^{-5}$	82,7	238,0
7.	189,9–189,95	$5,07 \cdot 10^{-4}$		
8.	244,0–244,15	$3,73 \cdot 10^{-4}$	343,0	5228,7
9.	275,2–280,3		383,3	771,0
10.	295,0–300,0		437,8	1167,3

Szepetnek 1. sz. fúrás

1.	26,60–26,80	$2,72 \cdot 10^{-4}$		
2.	95,80–96,0	$6,11 \cdot 10^{-4}$	297,0	1970,0
3.	100,9–101,1	$3,18 \cdot 10^{-5}$		
4.	139,0–139,2	$2,15 \cdot 10^{-4}$		
5.	170,4–170,55		300,0	2609,0
6.	218,3–218,46	$2,42 \cdot 10^{-2}$	427,0	2950,0

hideg, száraz klímát jelző fajokat tartalmaz (lőszcsigák). A bezáró összlet a pleisztocén fiatalabb szakaszát képviseli (5. táblázat).

A fúrások Ostracoda-faunáját KORECZ A. vizsgálta. A több tucat mintából meghatározott fajok kivétel nélkül édes, ill. oligohalin (max. 2,0% sótartalmú) sekély vizekben (tavak, mocsarak) dús növényzetű nedves vagy csak időszakosan kiszáradó térszíneken él-

[illegible]

5.(2) táblázat folytatása — Table 5(2) cont.

	1.	2.	3.	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
<i>Pisidium</i> sp. indet.																				+						
<i>Planorbarius</i> cf. <i>Corneus</i> (L.)										+							+			+						
<i>Planorbarius corneus</i> (L.)							+		+													+				
<i>Planorbis</i> sp. indet.														+						+						
<i>Punctum pygmaeum</i> (DRAP.)							+																			
<i>Pupilla muscorum</i> (L.)							+																			
<i>Pupilla sterri</i> (VOITH)							+																			
<i>Semilimax</i> cf. <i>intermedius</i> (REUSS)			+						+							+										
<i>Strobilops tiarula pachychila</i> SOÓS			+																							
<i>Succinea oblonga</i> DRAP.							+																			
<i>Succinea</i> sp. indet.													+							+						
<i>Trichia hispida</i> (L.) cfr.							+																			
<i>Triptychia</i> sp. indet.																					+					
<i>Tropidomphalus doderleini</i> (BRUS.)	+																									
<i>Truncatellina</i> cf. <i>cylindrica</i> (FÉR.)	+																		+							
<i>Vallonia costata</i> (MÜLL.)																										
<i>Vallonia tenuilabris</i> (A. BR.)																										
<i>Valvata</i> cf. <i>obusaeformis</i> LÖR.									+																	
<i>Valvata oecensis</i> SOÓS																			+							
<i>Vertigo angustior oecensis</i> (HALAV.)			+																							
<i>Vertigo</i> cf. <i>callosa</i> (REUSS)																					+					
<i>Vitrenea cristallina</i> (MÜLL.)							+																			
<i>Vitrenea</i> sp. indet.																				+						
<i>Zonitidae</i> indet.																						+				
<i>Unio</i> sp. indet.								+															+			

tek. A fajok jelentős része a pleisztocénben élt, egy-két alakja ma is él. Egyes taxonok azonban már az oligocénben is léteztek.

A három fúrás nagyszámú agyagos-közetlisztes rétegekből csak 24 tartalmazott meghatározható Ostracoda-faunát: összesen 18 faj 325 példánya került elő. A legtöbb mintában a *Candona (Pseudocandona) albicans* BRADY (48 pld.), öt mélységközből a *Candona (Pseudocandona)* sp. juv. 30 példánya, 4 helyről 27 pld.-ban *Candona (Candonopsis)* sp. juv., 4 helyről *Cyclocypris* sp. juv. 18 pld.-ban, 4 helyről *Candona (Candona) kieferi* KLIE 17 db-ja. Négy mélységközből 23 db *Cyclocypris laevis* (O. F. MÜLLER) VAVRA, 3 mintából 55 db. *Candona (Candona) neglecta* G. O. SARS, ugyancsak 3 helyről *Candona (Candonopsis)* sp. 13 pld.-ban, két mélységközből 21 db. *Candona (Candonopsis) kingsleii* (BRADY et ROB.), és egy-egy mintából *Candona (Candona) levanderi* HIRSCH. 30 pld.-ban, és 15 db *Scottia tumida* (JONES) került elő.

Közel száz minta palynológiai feldolgozását NAGYNÉ BODOR E. végezte. Értékelhető anyag csak a felső-pannóniai összletből került elő, de az is eléggé szegényes volt, arra azonban elegendő, hogy a bezáró rétegek korát, keletkezési körülményeit és a klímát egyértelműen igazolja. Egyes mintákból több tucat pollenszemcse is előkerült, s ezek felét-két-harmadát egy-két faj alkotja, míg néhány fa- és lágyszárú növény csak 1–3 szemcsével szerepel. Domináns az édesvízi—mocsári vegetáció, kevesebb a melegigényes arbor pollenek száma. Helyenként a fenyőfélék uralma jellemző, ezek azonban mérsékelten melegigényes fajok.

A lenticápolnai fúrás pollengazdag szakaszai a 114–126, a 151–170 és a 257–293 m mélységközök, ezekből főleg *Pityoporites labdacus*, *Spyrogira* sp., *Laevigatosporites* sp., *Cooksonella circularis*, *Nymphaeaepollenites pannonicus*, *Alnipollenites* sp., *Tsugaepollenites diversifolia* került elő.

A szepetneki fúrásban a 89–90, a 106–108, a 166–169, a 196–198 és a 214–216 m mélységközök tartalmaznak jelentősebb mennyiségű pollent. A leggyakoribb fajok a *Pinuspollenites labdacus*, a *Nymphaeaepollenites pannonicus*, az *Alnipollenites verus*, a *Spyrogira* sp., az *Ulmipollenites* sp., és a *Botryococcus braunii* alga.

A tótszerdahelyi fúrás is hasonló adatokat szolgáltatott a 144–145, a 192–194, a 201–203, a 226–228, a 242–244 és a 286–290 m mélységközökből. Ezekben domináns a *Pinuspollenites labdacus*, a *Spyrogira* sp., a *Laevigatosporites* sp. Jelentős még az *Alnipollenites verus*, a *Cedripites* sp., a *Cooksonella circularis*, a *Cedripites crassus*, és a *Tsugaepollenites* sp. előfordulása.

A három üledékösszlet kora egyértelműen felső-pannóniai, a fajok meleg, meleg-mérsékelt hőigényűek, tavi-mocsári és folyóvízi környezetet jelölnek.

A szepetneki és tótszerdahelyi fúrások felső-pannóniai összeleteiből előkerült néhány makroflóra-maradványt HABLY L. vizsgálta meg. A kevés lelet is elegendő volt arra, hogy nagy vonalakban meg lehetett határozni a klímát és a flóra korát. A növényzet mocsári környezetről tanúskodik. Az *Alnus* az alacsony ártér és mocsár lakója, a *Glyptostrobus europaeus* a pannóniai mocsári vegetáció legjelentősebb fája, a *Byttneriophyllum tiliaefolium* pedig a kúszó cserjéje volt. A *Cercidiphyllum crenatum* a magyarországi szarmatából számos lelőhelyről ismert, de megtalálható Európa több felső-miocén és pliocén lelőhelyén is. A fenti fajok mérsékelten meleg klímát jelölnek.

A szerves vázú mikrop plankton-vizsgálatokat SÜTŐNÉ SZENTAI M. végezte Komlón. A viszonylag gyér lelet is egyértelműen igazolja, hogy a felső-pannóniai üledékanyag a Toronyi Lignit Formáció balatoni emeletének *Mougeotia laetevirens* tavi-édesvízi zónájába tartozik. Ezt bizonyítja még a mintákból előkerült — a toronyi és mátraalji lignitlepes összeletekre jellemző — sporomorpha együttes is.

Vízföldtani értékelés

Mint jeleztük, a kutatás célja a Kerka—Mura vízrendszer negyedidőszaki hordalék-kúpjának feltárása, megismerése volt. Azonban már az elsődleges geofizikai vizsgálatoknál kitűnt, hogy itt az alföldihez és a kisalföldihez hasonló, nagy kiterjedésű és vastagságú, durva szemcsésű hordalékkúp nincs, így a kutatás a felső-pannóniai összletre kiterjedő rétegvízvizsgálatossá módosult. Ez az Alpok közelsége és a terület medenceperemi helyzetéből adódóan a felső-pannóniában ígéretesnek látszott; ugyanis a már lefűződött és gyorsan feltöltődő beltengerbe ömlő ősi vízfolyások feltehetően sok durva törmelékkel szállítottak már akkor is a medencébe, azaz összeolvadó hordalékkúp-deltákat építettek. E durva hordaléknak azonban a nagyobb és durvább szemű része még a mai országhatár előtt lerakódott, és befelé, a mai Zalai-dombság területére már csak kevés és apró szemcsésű kavicsos—durva homok-hordalék jutott el, halmozódott fel. Ezeket az üledékeket a későbbi szerkezeti mozgások feldarabolták, és a negyedidőszaki eróziós folyamatok is jelentős összleteket hordtak el belőle (200—300 m).

Az előzetesen végzett geofizikai szondázások kis területen belül is igen eltérő ellenál-lású részeket különítettek el egymástól — függőlegesen és vízszintesen egyaránt — ami azt jelzi, hogy a terület nagyon tagolt felépítésű, és a felszín közelében nincs sok durva szemcsésű, porózus réteg. Ami viszont van, az hamar kiékelődik a vastagabb agyagos-aleurites rétegek között.

A fúrásokban mind a negyedidőszaki, mind a felső-pannóniai üledéksor tartalmaz jó vízádó rétegeket, melyeknek vastagsága és szemcseösszetétele is megfelelő. Ezek szelvényeinken jól szemléltethetők (2., 3., 4. ábra). A lyukgeofizikai szelvényeken viszont a jó vízádószintek nem jelentkeznek olyan markánsan, mint a maganyag szemcseösszetétele alapján kellene. Ez a fúrás közben bekövetkezett kavernásodás eredménye, amikor is iszappal töltődnek fel e szakaszok és a szondák érzékenysége (behatolóképesége) e rétegekben le-tompul.

A Lenti-medencében Külsősárdon 1987-ben mélyült szakaszos magvételi vízfúrás szintén harántolt felső-pannóniai kavicsos rétegeket és jelentős vastagságú közép- és durva szemcsésű homokrétegeket is. A Nádasd 1. sz. fúrás már 52—53 m-ben elérte a felső-pannóniai kavicsos üledéksort. Mindezekből látszik, hogy a terület különböző mélységű homok- és kavicsrétegei megfelelő vízbázist jelentenek egy nagyobb kapacitású regionális víz-műrendszer kiépítéséhez. A kavicsos-durvahomokos felső-pannóniai rétegek igen különböző felszín alatti megjelenése a terület tektonikai és eróziós feldaraboltságát is igazolja, így nagy területekre kiterjedő, összefüggő és vastag vízádó rétegekre nem számíthatunk. Ilyen területen több kúttelepet kell létesíteni, és megfelelő üzemmóddal a régió víz-szükséglete kitermelhető. A kérdés azonban az, hogy a határon túli osztrák és jugoszláv területen a rétegösszlet már eddig is mennyire leterhelt, igénybe vett. E rétegösszlet vize jelenleg minőségileg megfelelő, a felszíni szennyeződés nem érte el, s ez remélhetőleg nem is fog bekövetkezni.

Elvileg minden 4—5 m-nél vastagabb, és legalább 50—60% apró és közepes szemű homokot tartalmazó réteg számításba vehető, beszűrőzhető, amennyiben a finom frakció (kötetliszt, agyag) nem éri el a 10%-ot.

A jóval vékonyabb kifejlődésű negyedidőszaki összletben vannak a legdurvább szemcse-összetételű kavicsos—durva homokos rétegek. Ezek a Kerka és a Mura alluviális térszín-nein több tíz km hosszúságú és néhány km széles, 10—40 m vastag vízzel telített kavicsos összletet jelentenek, melyek potenciálisan a legjobb vízbázisok. A folyók mederágyaiból és a felszíni beszivárgásokból a folyamatos vízutánpótlódás biztosított. Azonban e rétegösszlet van a legjobban kitéve a felszíni szennyeződéseknek, így gyakorlatilag kizárhatók a jelenle-gi vízkutatásból, bár a leggazdaságosabban e rétegek vize lenne kitermelhető sekély mély-ségű, nagy átmérőjű kutakból.

A víz utánpótlódásának lehetőségei

A napi 80 000–100 000 m³ víz kiemelésére tervezett regionális vízmű hozama évente 30–35 millió m³-t jelent, aminek valamilyen módon pótlódni kell. A helyi felszíni beszivárgások ennek csak a töredékét adják, a víz nagyobb részének másutt kell beszivárognia, s ez döntően csak az Alpok K-i előtere lehet, ahol a rétegfejek közelebb vannak a felszínhez és az üledékek szemcseanyaga is jóval durvább és a fedőüledékek is lazábbak, porózusabbak.

A három helyen 300 m mélységig részletesen megismert rétegsorok alapján a területet egyetlen nagy, azonos jellegű vízföldtani egységnek tekinthetjük, amelynek azonban egyes vízáadó szintjei elvileg egymástól elzártak lehetnek a kiékelődések (lencsés-pásztás szerkezet) miatt, általában azonban korlátozottan érintkeznek, összefüggenek. Ezt a geofizikai elővizsgálatok is igazolták, amikor mind a felszínen, mind a mélység felé kis távolságon belül is nagyon eltérő ellenállási zónákat (porózus és vízzáró összleteket) mutattak ki. A terület dinamikus vízkészlete az ismert kifejlődés miatt nem túlzottan nagy, a víz utánpótlódása kedvezőtlennek látszik. A pontos adatok természetesen csak a sok rétegre kiterjedő tartós termeltetésből, a rétegtani, szemcse-összetételei és a változó hidrodinamikai paraméterek összevetéséből határozhatók meg. Mind a felső-pannóniai, mind a negyedidőszaki összletek Ny–ÉNy felé, az egykori lehordási területekhez közelebb fekvő és magasabb térszíni helyzetű osztrák és jugoszláv területeken jóval durvább szemcseállományúak, így a víz utánpótlódását csak innen kaphatják e rétegek. A víz legfőbb betáplálási területe az Alpok keleti lábánál települő nagy kiterjedésű durva törmelék, valamint a karsztos területek. Innen a rétegek a medence belseje felé erősen lejtnek, s a beszivárgott csapadék- és olvadékvizeket a rétegviszonyoknak megfelelően a mélyebb térszínnek (Ny, DNy-Dunántúl) felé vezetik, részben meg is szűrik, derítik. A vízfolyások, folyóvölgyek kavicságyaiban is nagy mennyiségű víz áramlik rejtett folyóként az esésviszonyoknak megfelelően a medence belseje felé, az egyre finomodó szemcséjű víztároló rétegekbe.

IRODALOM – REFERENCES

- ÁDÁM L. 1962: A Rábán túli kavicstakaró. Földr. Ért. 11.: 41–52.
- BENDEFFY L. 1965: A Magyar-medence mélyszerkezetének balkáni, dinári és keletalpi vonatkozásai. Földr. Ért. 14.: 387–419.
- BARTHA F. et. al. 1971: A magyarországi pannon kori képződmények kutatásai. — Akadémiai Kiadó, Budapest.
- BULLA B. 1962: Magyarország természeti földrajza. — Akadémiai Kiadó, Budapest.
- DUBAY L. 1962: Az Észak-Zalai-medence fejlődéstörténete a kőolajkutatás tükrében. — Földt. Közl. 92. (1): 15–39.
- FRANYÓ F. et al. 1976: Magyarazó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-33-XI. Zalaegerszeg. — MÁFI kiadv.
- HALMAI J., JÁMBOR Á., RAVASZNE BARANYAI L., VETŐ I. 1982: A Tengelic 2. sz. fúrás földtani eredményei. — Földt. Int. Évk. 65.
- JASKÓ S. 1964: A Nyugat-Vas megyei barnakőszén-terület. — Földt. Kut. 7. (2–3): 24–28.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — Földt. Int. Évk. 62.
- KERTAI GY. 1957: A magyarországi medencék és kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján. — Földt. Közl. 87. (4): 383–394.
- KÖRÖSSY L. 1965: A nyugat-magyarországi medencék rétegtani és szerkezet-tani felépítése. — Földt. Közl. 95. (1): 22–36.
- KRETZOI M. 1936: Jelentés a Dunántúl DNy-i részén végzett geológiai felvétetről. — MÁFI. Adattár.
- LOVÁSZ GY. 1958: A Lenti-medence kialakulása. — MTA Dunántúli Tud. Int. Évk. sér. Geograph.: 3–25.
- 1961: Adatok a Dráva vízgyűjtőjének vízárás viszonyaihoz. — Földr. Ért. 10.: 23–44.

- MOLNÁR J. 1964: A nyugat-magyarországi lignittelepek kialakulásának szerkezeti összefüggései. — *Földt. Kut.* 7. (2–3): 28–30.
- SCHAEFFER V.—KÁNTÁS K. 1949: A Dunántúl regionális geofizikája. — *Földt. Közl.* 79. (1–4): 327–360.
- SCHMIDT E. R. et al. 1962: Vázlatok és tanulmányok Magyarország Vízföldtani Atlaszához. — *Földt. Int. Alkalmi Kiadv.* Budapest.
- 1962: Magyarország Vízföldtani Atlasza. — *Földt. Int. Alkalmi Kiadv.* Budapest.
- SOKAČ A. 1979: Pleistocene Ostracode Fauna of the Pannonien Basin in Croatia. — *Pal. Jug.* 20.: 1–51.
- STRAUSZ L. 1949: A Dunántúl DNY-i részének kavicsképződményei. — *Földt. Közl.* 79.: 186–193.
- 1952: Kavicsstanulmányok a Dunántúl középső részéből. — *Földt. Közl.* 82.: 119–136.
- 1954: Folyóvízi durva törmelékes kőzetek. — *Földt. Közl.* 84.: 131–137.
- SÜMEGYI J. 1926: Zalaegerszeg környékének levantei korú képződményei. — *Földt. Közl.* 55.: 217–226.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1938: Geologie der rumpfunarländischen Kleinen Tiefebene. — Sopron.
- 1955: Kőzettan III. Üledékes kőzetek. — *ELTE Élet- és Földtudományi Kar. Kézirat.*
- URBANCSEK J. (szerk.) 1963–1978: Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere. I.–VIII. köt. OFV–OVH–VITUKI kiadv. Budapest.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. — Akadémiai Kiadó, Budapest.
- WINKLER A. 1927: Über die sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens. — *J. G. B. A.* 77.: 393–455.

GEOLOGICAL—HYDROGEOLOGICAL LESSONS LEARNED FROM WATER WELLS DRILLED IN ZALA COUNTRY, SW HUNGARY

by

F. FRANYÓ

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC: 556.52 (449.121)

Key-words: exploration well, structural geology, lithostratigraphy, sedimentology, hydrogeology, soil mechanics, paleoecology, palynology, Ostracoda, Upper Pannonian, Quaternary, Zala Hills (Transdanubia)

The concerned three water exploratory cored boreholes, each with a depth of 300 metres, were drilled in Zala county, into the SW area of Hungary, in order to get a better understanding of the coarse-grained Quaternary talus of rivers Kerka and Mura. However, this sequence only has a thickness of 15 to 70 metres, only with a minor part of gravelly composition and even this part is subjected to surface contamination. Therefore, the underlying Upper Pannonian sequence is also involved in water exploration. The hydrogeological aim was to set up a regional water supply plant yielding 80,000 to 100,000 cu. m. water of good quality a day.

As a first step, superficial geophysical sounding was carried out in a large area. Then, on the basis of the results obtained, the borehole sites were set out (Fig. 1). The primary aim was to acquire as detailed knowledge of the aquifers as possible.

The core material taken from the boreholes was subjected to a great number of sedimentological and paleontological examinations allowing us to give a precise stratigraphic classification of the sequences (age, horizon). A great number of granulometric analyses have evidenced that the Upper Pannonian sequence is of shallow-marine—fluvial character (Figs. 2, 3, 4 and 5). Gravelly and coarse-grained sandy beds became known from the Upper Pannonian deposits of the area concerned, from both these boreholes and from other ones also drilled in the area.

As supported by various paleontological examinations, the sequence represents the upper, so-called Balaton horizon of the Upper Pannonian stage and that these beds were deposited in very shallow freshwater, on flood plains and in swamps, and under warm to moderate climatic conditions. Westwardly, in the Upper Pannonian sequence the gravelly—coarse sandy succession is adjacent to the coarse-grained fluvial detritus and piedmont deposits of the Alps. Water is charged from this direction as flowing into the aquifers situated at greater depths in Hungary. The water in these aquifers is of fairly good quality and its contamination cannot be expected.

KONTAKT-METASZOMATIKUS SZKARNOS RÉZ- ÉS POLIMETALLIKUS ÉRCLELŐHELYTÍPUS (RECSK)

CSEH NÉMETH JÓZSEF*, **, ***

Budapest, Dániel út 23.
H-1125

ETO: 553.41 (48:553.22/23(234.373.3))

T á r g y s z a v a k : rézérccek, polimetallikus ércek, metasztatikus ércek, szkarn, lelőhelytípus, Mátra

A KGST-tagországok régi törekvése volt az ásványi nyersanyagok kutatásának előkészítése, a prognózist megalapozó munkák egységes alapelveinek kidolgozása, köztük a típuslelőhelyek, etalonok kidolgozása. Ilyen téma volt az* is (1.15), amely a vulkanogén-intruzív övekben, valamint a vulkanogén-karbonátos formációkban települő (etalon) rézérc és polimetallikus ércelelőhelyek jellemzőivel foglalkozott. Ezzel kapcsolatosan a közepes és nagy méretarányú réz- és polimetallikus ércesedést előrejelző térképeknek, a prognosztikus készletek mennyiségi értékelésével egybekötött szerkesztésére ajánlásokat dolgozott ki.

Az ércelelőhely-típusokat a fenti formációkból az alábbi csoportokban vizsgálták:

I/A. Rézporfíros lelőhelyek, hintett—beágyazásos réz-molibdén lelőhelyek.

I/B. Teléres réz-polimetallikus ércelelőhelyek.

I/C. Kontakt-metasztatikus szkarnos réz- és polimetallikus ércelelőhelyek.

I/D. Olyan lelőhelyek, amelyeken térbelileg hintett-beágyazásos, teléres, szkarnos és tömeges érc-törmécsök együtt jelentkeznek.

A lelőhelytípusok leírása során ajánlott jellemzők szerint az előfordulások ismeretése, ezek:

— az érchordozó magmás formációk és ércesedést szabályozó regionális tektonikai szerkezetek,

* Kézirat lezárva 1987 szeptemberében.

** A témában tartott előadások Magyarhoni Földtani Társulat, Budapesti Területi Szervezetében: A recski rézérccek, érc és meddőásványos összetétele a mélysíntek fúrásai mintáinak vizsgálata alapján (1984). A recski bányabeli kutatás eredményeinek egy kiértékelési módszere (1985). A hazai színes- és feketefém ércesedések tektonikai feltételei (1985).

*** Az anyag a Magyar Állami Földtani Intézet megrendelése alapján készült a Magyarhoni Földtani Társulat megbízása szerint.

- az ércetek települését megszabó lokális tektonikai szerkezetek,
- az érctelep formációk (összletek) kőzetkémi, petrológiai és geokémiai jellemzése, a különböző intrúziós fázisok és fáciesek keletkezésének egymásutánja, a magmatogén képződmények szerkezeti (vagy szöveti) sajátosságai, az intrúziók típusa, alakja és méretei, keletkezésük időpontja,
- ércbefogadó kőzetek és azok hatása az ércesedés koncentrációjára, képződésére és típusára.
- regionális metasomatitok és kapcsolatuk az ércesedéssel, exokontakt és érc környezeti elváltozások összetétel, morfológia és zónásság, horizontális és vertikális zónásság és ércetek tengelyei vonatkozásában,
- az ércetek morfológiája és belső felépítésük (rézporfír lelőhelyek ércsteinek szerkezete),
- az ércösszetétel; polimetallikus és ásványos,
- az ércesedés zónássága; zónásság a járulékos elegyrészek elemeinek eloszlása tekintetében.

Más kapcsolatok és jellemzők leírása a rézporfíros érc típus leírásánál történt meg.

Az összeállított anyagban a szkarnos réz- és polimetallikus ércesedés típusát alapvetően a *Recsk* mélyszíni előfordulás ismeretanyagára támaszkodva jellemeztük (más előfordulásokról elegendő anyag hiányában).

Bevezetés

A szkarnok durva szemcsés Ca—Mg—Fe—Mn szilikátos kőzetek, amelyek karbonátos kőzetekből jöttek létre magmás érintkezés vagy kapcsolatok révén a kontakt-metamorfózis, metasztatizálás, illetve bimetasztatikus folyamatokban. Azokat az érctelepeket, amelyeknek a meddője szkarnásványokból áll, szkarnos érctelepeknek hívjuk.

A szkarnok képződése általában hosszán tartó folyamatok során a magasabb hőmérsékletű magmás tevékenységhez kötődik, természetes későbbi hidrotermális rendszerekhez kapcsolódásuk is, így gyakori a több szakaszban képződött ásványtársaság együttes, egymáratelepülő megjelenése is.

Elterjedt a szkarnok osztályozása a kiindulási kőzetek után:

- *mész-szkarnok*, amelyek meszes kőzetekből, elsősorban mészkőből keletkeztek és fő szkarnásványaik Fe-, Ca-szilikátok; andradit, hedenbergit, wollasztont, ilvaít, klorit stb.,
- *magnézium-szkarnok*, amelyek dolomitból keletkeztek és fő szkarnásványaik Mg-szilikátok; forsterit, szerpentin, amfibol, flogopit, humit stb.

A hasznosítható fémtartalmak alapján a szkarnos érctelepeket Fe-, W-, Cu-, Zn-Pb-, Mo- és Sn-telepekre bontják (1. táblázat).

A vas- és óntelepek egyaránt előfordulnak meszes és magnéziumos szkarnokban is, a többi fémeknek csak meszes szkarnjai ismertek, így lényegében nyolc nagy csoport különíthető el.

Itt a *meszes Cu és meszes polimetallikus (Zn—Pb) szkarntelepeket* tárgyaljuk a recski színesfémérc-előfordulás példáján.

A földtani környezet és a létrehozó mechanizmus szerint is szokás (a szélsőséges körülmények között megjelenő) szkarnos kifejlődéseket osztályozni.

a) *Szkarnolitok*: márvány, mészkő, agyapala közbetelepüléssel, általában fémekben gazdag kőzetek átkristályosodása során képződnek és a metamorf folyamatokkal idegen komponensek nem kerülnek be a rendszerbe.

b) *Reakció szkarnok* vagy *bimetasztatikus*: diffúziós szkarnok idegen kőzetek magas fokú regionális kontakt-metamorfózisa során jönnek létre, jelentős elem-átrendeződéssel.

c) *Primer szkarnok*: a karbonátos kőzetek és a magma magas hőmérsékletű kontaktusa során jönnek létre különféle elemi összetevők nagyarányú kicserélődésével.

d) *Infiltrációs szaknokok* (szkarn, másodlagos szkarn, helyettesítéses szkarn) széles hőmérsékleti tartományban jönnek létre, — köztük az érces szaknokok nagy része — az uralkodóan karbonátos kőzetek és a hidrotermális rendszerek (fluidumok) tartós érintkezése során, lényeges elemkicserélődéssel.

A szaknos érctelepeket korábban a geoszinklinális fejlődési szakaszok különböző részeihez kapcsolták (SZMIRNOV 1976) ma inkább a lemeztektonikai koncepciók (SILLITOE 1972) kerültek előtérbe.

A szövegben, az ábrákon és a táblázatokon használt ásványnév-rövidítések

Abbreviated names of minerals used in texts, figures and tables

ACT	aktinolit	HB	hornblende	PH	pirrhotin
AF	amfibol	HD	hedenbergit	PL	plagioklász
AH	anhidrit	HE	hematit	PRE	prehnit
AND	andradit	HU	humit	PX	piroxén
AP	apatit			PY	pirit
APY	arzenopirit	ID	idokráz		
AX	axinit	ILL	illit	Q	kvarc
AD	almandin	IV	ilvait		
				RO	rodonit
BAB	babingtonit	KB	kobaltin		
Bi	biotit	KC	kalcit	SA	szalit
BM	bizmutinit	KFP	káliföldpát	SCA	szkapolit
BN	bornit	KL	klorit	SE	szericit
BU	bustamit	KN	knebelit	SF	szfalerit
		KV	kovellin	SD	sziderit
CB	karbonát	KP	kalkopirit	SCH	scheelit
CZ	klinozoizit	KT	kassziterit	SN	stannin
		KZ	kalkozin	SP	szerpentin
DA	datolit			SPI	spinell
DG	digenit				
Di	diopszid	LL	löllingit	TC	talk
DM	dolomit	LW	ludwigit	TE	tetraedrit
				TN	tennantin
EN	enargit	MA	magnetit	TP	topáz
EP	epidot	MC	markazit	TR	tremolit
		MM	montmorillonit	TU	turmalin
FL	flogopit	MO	molibdenit		
FP	földpát	MU	muszkovit	WI	wittichenit
FT	forszterit			WF	wolframit
FU	fluorit	NT	nontronit	WO	wollasztonit
				WU	wurtzit
GA	galenit	OL	olivin		
GRA	gránát	OP	opál	ZE	zeolit
GRD	grosszulfát	OR	ortoklász	ZO	zoizit

A fő szkarnos érc típusok

Characteristic features of

Szkarn érc típus	Ásványos összetétel	Ércásványos összetétel	Tektonikai helyzet	Intrúzió, alak
Meszes-Fe	SA, PX, HD, EP retr. AF, KL, IV	MA, KB, KB, PH Fe (Cu, Co, Au)	óceáni szigetív riftesedett kontinentális szegélye	gabbró, szienit, diorit tömzs, dájék, batolit
Magnéziumos-Fe	FT, KC, SPI, DI retr. AF, HU, SP, FL	MA, PY, KP, PH, SF Fe (Cu, Zn)	kontinentális szegély szinorogén	gránit, grano- diorit tömzs, dájék, szill
Meszes-W	GRA, PX, WO, ID retr. HB, BI, PL, EP	SCH, MO, KP, PH, PY, W-Mo-Cu (Zn, Bi)	kontinentális szegély szin-későorogén	kvarcdiorit, kvarcmonzonit, batolit
Meszes-Cu	GRA, PX, WO AF, EP, retr. ACT, KL, MM	KP, BN, PY HE, MA Cu-Mo (W, Zn)	kontinentális szegély szin-későorogén	grandiorit, kvarcmonzonit, monzonit tömzs, dájék
Meszes-Pb, Zn	PX, GRA, ID BU, retr. ACT, IV, EP, KL	SF, GA, KP, APY Zn-Pb-Ag (Cu, W)	kontinentális szegély szin-későorogén	granodiorit, gránit, diorit, szienit tömzs
Meszes-Mo	HB, PX, GRA, Q retr. AF, KL	MO, SCH, BI, PY, KP, Mo-W (Cu, Bi, Zn)	kontinentális szegély későorogén	kvarcmonzonit, gránit tömzs, dájék
Meszes-Sn	GRA, PX, DA, WO, ID retr. AF, KL, FU, MU, TU	KP, APY, SN, PH, Sn-F (Be, W)	kontinentális szegély késő-posztorogén	gránit tömzs, batolit
Magnéziumos-Sn	SP, FL, MA, HU, LW retr. FU, MA, MU	KT, APY, PH, SN, SF, Sn-Fe (Be, Bi)	kontinentális szegély késő-posztorogén	gránit tömzs, batolit

1. táblázat — Table 1

jellegzetességei

main skarn ore types

Befogadó kőzet	Ércesedés mérete minősége	Típusos lelőhelyekről
mészkö, dolomit márga, argillit, homokkő, vulkanitok	5– 200 Mt 40% Fe	Sarbai, Pesanszk, Daskezan (SZU), Larap dep (Fil.), Shinyama (Japán), Daiquiri (Kuba), Shasta (California) Cornwall stb.
mészkö, dolomit, kvarcit, vulkanitok	5– 100 Mt 40% Fe	Krasznójarszk, Sereges (SZU), Malaga (Sp.), Eagle Mt., Iron Mt. (California) Fiero ar. (N. Mex.) stb.
mészkö, dolomit, argillit, homokkő, vulkanitok	0,1– 2,0 Mt	McMillan Pass (Kan.), Pine Creek Madera (California) Sangdong (Korea), Fujigatani (Japán), Tirnausz (SZU) stb.
mészkö, pala, silt, vulkanitok	1– 100 Mt 2,0% Cu	Twin Buttes, El Tiro, Christmas (Ariz.) Bingham (Utah) Santa Rita (N. Mex.), Cobrizo (Pe.), Ok Tedi (N. Guinea), Sasca Montana (Rom.), Recsk (Mo.) stb.
mészkö, pala, kvarcit, evaporit	10 Mt 10,0% Zn 13,0% Pb 350 g/t Ag	Naica (Mex.), Min. King (California) Hanover ar. (N. Mex.) San Antonio, Santa Eulalia (Mex.), Yeonva (Korea), Stri Trg (Jug.), Recsk (Mo.) stb.
mészkö, dolomit, pala, kvarcit, homokkő, konglomerátum	0,1– 2,0 Mt 0,15% Mo	Mt. Tennyson (Ausztrália), Tirnausz (SZU), Azegour (Mar.), Yangsihangce (Kína), Little Boulder (Idaho) stb.
mészkö, agyagos mészkö, pala	0,1– 3,0 Mt 0,20% Sn	Moina (Tasm.), Davib Ost (Namib.), Dartmoor (Ang.), Jaroslavl (SZU), Lost River (Alaszka) stb.
dolomit, mészkö, agyagpala	1– 15 Mt 0,7– 1,0% Sn	Mt. Bischoff, Renison Bell (Tasm.), Klihkin, Pitkaranta (SZU), Broks Mt. (Alaszka), Beatrice Perak (Malayasia) stb.

A kárpát-balkán terület
(BOGDANOV B.)

Skarn ore formations
(after B. BOGDANOV)

Formáció	Ásványos összetétel	Ércásványos összetétel	Elemi összetétel
Szkarnos-magnetites	SA, PX, FT, SP HD, GRA	MA, PY, PH, KB, KP	<i>Fe</i> (Cu, Co, Au)
Szkarnos-magnetites-polimetallikus	GRA, PX, EP, SP, KL	MA, SF, GA, KP, PH, HE, PY, LW	<i>Fe</i> (Pb, Zn, Cu)
Szkarnos-scheelites molibdenites	GRA, PX, ACT TR, KL, EP, BI, Q, KC	SCH, MO, APY, SFA, KP, PH, BI, MC, BM, KB, TE	<i>Wo-Mo</i> (Bi, Cu)
Szkarnos-kalkopirites	AD, GRO, PX, AMF, EP, SP, KL, AH, KC, Q, SE	KP, PY, MA, PH, SF,	<i>Cu-Fe</i> (Zn, Mo, As)
Szkarnos-kalkopirites-molibdenites	GRA, AH, Q, SE	KP, PY, MA, BN, MO, SF, BA, KZ, PH	<i>Cu-Mo</i> (Fe, Pb, Zn)
Szkarnos-polimetallikus	AD, GR, PX, AMF, IV, EP, SP, KL, AH, KC, Q, SE	SF, KP, PY, MA, PH	<i>Zn-Pb</i> (Cu, Fe, As, Cd)

2. táblázat – Table 2

szkarnérces formációi
et al. után)

in the Carpathian-Balkan region
et al.)

Tektonikai helyzet	Intrúzió alak	Befogadó közet	Telep morfológia	Földtani kor	Típus- lelőhely
kontinentális szegély „szubdukció” szinorogén	gránit, gabbró-diorit, dácit (intrúziók)	mészkö, dolomit metamorfit, flis	lencsés szabálytalan fészkes telérés	Pz Cr ₂ – P _g	Kőkava Krumovo Beisora Damjan
kontinentális rift (szubdukció?) szinorogén	granodiorit (bánátit) kisintrúzió	mészkö	szabálytalan fészkes oszlopos	Cr ₂ – P _g	Ocna de Fier
kontinentális szegély (szubdukció) szin-késő-orogén	gránit granodiorit (bánátit) kisintrúzió	mészkö, pala, kristályos mészkö, dolomit	szabálytalan lencseszerű oszlopos	Pz — P _g	Prekop Beica
kontinentális szegély (szubdukció) későorogén	szienit, diorit dioritporfir (andezit) kisintrúzió	mészkö, dolomit, kvarcit	lencseszerű oszlopos fészkes (sztratobund)	Cr ₂ – P _{g2}	Malko Tirnovó Recsk
kontinentális rift (szubdukció) későorogén	granodiorit (bánátit) kisintrúzió	mészkö (agyagos), dolomit	szabálytalan fészkes lencsés	Pg	Moldova Noua Sasca Oravica
kontinentális (szegély) rift (szubdukció?) későorogén	granodiorit (bánátit) dioritporfir kisintrúzió	mészkö, dolomit, kvarcit, metamorf	szabálytalan fészkes lencsés	Pg – P _{g2}	Dognacea Ruskica Recsk Valja Saka

3. táblázat – Table 3

A szkarnos rézérctelepek néhány jellemzője. Porfiroz rézérctelepekhez csatlakozó szkarnok (1984)

Some characteristic features of skarn copper deposits. Skarns connected with porphyry copper ore deposits (1984)

1. Lelőhely	2. Intruzív közet alak, méret, kora	3. Intruzív közet elváltozásai, ércesedése	4. Szkarn típusa, alakja, ásványai	5. Másodlagos elváltozásai, egyéb jelleg	6. Ércesedés nagysága, minősége	7. Hivatkozás
Christmas (Arizona)	granodioritporfir tömsz, dajk komplexum 0,5×0,5 km 62 m. év	K > SE, KP > BN, endoszkarn PX, GRA, ID, KP > PY – 0,50% Cu	meszes GRA, EP, MA BN, KP, SF, PY	KC	100 Mt 0,70% Cu	PERRY (1969)
Twin Buttes (Arizona)	riodácit, kvarcmonzonit tömsz komplexum 0,5×0,5 km 60 m. év	K > SE, KP > PY – 0,30% Cu	meszes GRA, PX, Q, MA, PY, KP, GRA, WO, ID, BN, SF, PH, MA magnéziumos: ny.	retrográd: Q, EP, ACT, GRA, PX KP, PY	400 Mt 0,73% Cu 0,03% Mo	BARTER, KELLY (1981)
Mission (Arizona)	kvarcmonzonit porfir tömsz, szill. 1,5×1,0 km 60 m. év	K > SE, PY > KP – 0,40% Cu	meszes GRA, PX KP, PY GRA, WO, KP, BN, SF, PH, TN	retrográd: gyenge KC, Q, HE, ACT, PX, WO	400 Mt 0,80% Cn 0,009% Mo 0,024% Pb 10 g/t Ag	EINAUDI (1981)

Silver Bell (Arizona)	kvarcmonzonit porfir tömzs 0,5×0,5 km 66 m. év	K > SE PY > KP – 0,40% Cu	meszes GRA, DI, PY, KP, GRA, WO, BN, KP, SF	Q, HE, PY	50 Mt 0,80% Cu 0,80% Zn	GRAYBEAL (1981)
Bingham (Utah)	monzonit, kvarcmonzonit porfir tömzs, dajk, 2,0×1,5 km 38 m. év	K KP, BN, PY, SE KP, PY, MD endoszkarn EP, AMF – 0,80% Cu	meszes GRA, PX, MA PY, KP WO, GRA BN, KP, SF PY	retrográd: erős KL, TC, OP, PY, MM	100 Mt 2,00% Cu 150 Mt 1,20% Cu 0,03% Mo 119 g/t Ag	SWEENEY (1980)
Santa Rita (New Mexico)	granodiorit, kvarcmonzonit porfir tömzs 2,8×1,2 km 56 m. év	K > SE PY, KP – 0,30% Cu	meszes GRA, EP, MA, KP GRA, PX GRA, PX, PY, KP	retrográd: erős SE, Q, ACT, KL, MM, EP, SD	100 Mt 0,90% Cu	NIELSEN (1970)
Ely (Nevada)	kvarcmonzonit porfir tömzs, szill. 0,5×0,5 km 110 m. év	K, SE KP, PY – 1,00% Cu	meszes GRA, PX, WO, PX, IP, PH, MA, PY, GA, SF	retrográd: erős Q, KC, MA, NT, PY, KP	100 Mt	JAMES (1976)

3. táblázat folytatása — Table 3 cont.

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
OK Tedi (Új Guinea)	kvarc-laitit porfir monzonit, diorit tömszkomplex brecsa 2,5×1,0 km 1,2 m. év	K > SE KP, BN endoszkarn OR, SCA, EP, MA, KP — 0,50% Cu	meszes GRA, PX, KC, MA, KP, PY	retrográd: erős GRA, KC, EP, PX, MA, TR, TC, PY, KP, MC, GA, SF	30 Mt 2,50% Cu	DAVIES et al. (1958)
Recsk (Magyar- ország)	dioritporfir, tömszők, testek komplexum 0,6×3,5 km 35,6 m. év	SE, KL, ILL, propilites endoszkarn PX, GRA, AF, EP, FL, SP, PY, KP, MO, 0,60% Cu 0,006% Mo	meszes GRA, PX, AF, FL, EP, SP KP, PY, SF, MA, PH, WO, GRA, SP, helyenként: réteggövető exoszkarn	KC, ZE, F, CB, AH, KP, PY, PH	150 Mt 1,00% Cu 12,00% Fe 0,005% Mo 4 g/t Ag	CSEH NÉMETH et al. (1975)
Sasca Montana (Moldova Nova) (Románia)	kvarcdioritporfir (baniiti) övezetben testek 20,0×0,5 km (5 km ²) 55—60 m. év	K, SE, FP, ILL propilites KP, CB, BN, DG, MO, — 0,7% Cu	meszes GRA, EP, DI, HD, EP, TR, WO KP, PY, BN, DG, MO, SF	Q, KC, magnézium szkarn (Fe+B)	n. a.	CIOFLICA— VLAD (1979)

Az *óceáni szigetív*, árokközei magmás ívek bazaltos-andezites vulkanitokkal, gabbró—granodiorit intrúziókkal, amelyekhez a meszes környezetben dús meszes *Fe-szakarnok* kapcsolódnak.

A *kontinentális szegélyeken*, a kéreglemezhez csatlakozva a szubdukciók magmás íveiben gránit, granodiorit, kvarcmonzonit plutonok társulnak, ahol nagy képződési mélységek (5—15 km) jellemzők, durva szemcsés batolitokkal, nagy kiterjedésű metamorfózissal. Tipikusak a *W*-, *Cu*-, és *Mo-szakarnok* és távolabb *Zn—Pb-szakarnok* is jelentősek.

„*késő orogén*” Kis és közepes mélységekben (1—6 km) granodioritos, kvarcmonzonitos, porfíros tömzsök jönnek létre egyidős vulkanitokkal. Kisebb kiterjedésű, de intenzív metamorf területek jellemzői a *Cu*-, *Cu—Fe*-, és *Zn—Pb-szakarnos* érctelepek *Mo*, *Au*, *Ag* komponensek dúsulásával. Tipikusak a porfíros rézérctelepekhez (szerkezetekhez) kapcsolódó szakarnok.

„*késő orogén—posztorogén*” A szubdukciót követő tektonikai fázis során, a kontinens felé húzódó magmához egyre inkább keveredik a kéreg anyaga is.

a) Gránit-kvarcmonzonitos összetételű magmás tevékenység hatásterületeihez *W*-, *Mo-szkarntelepek* kapcsolódnak, jelentősebb *Cu*, *Zn* elem-társulással, alárendelten *Bi*, *Pb*, *Ag* és *Au* kapcsolódással.

b) Gránitos késő orogén plutonok durva szemcsés, pegmatitos, greize-nesedett kifejlődéseihez *Sn-szkarntelepek* kötődnek *Be*, *B*, *F*, *Bi*, *W*, *Cu*, *Zn*, *Pb*, esetenként *U* elemek dúsulásával is.

A szakarnos érctelepek tér- és időbeli eloszlását Japánban részletesen tanulmányozták (SHIMAZAKI 1980), ahol a szakarnos érctelepek egy szialikus felső-kréta—eocén korú sziget-ívhöz kapcsolódnak, ahol

— a 95—60 millió év közötti időközben képződött óceáni oldali területek granodiorit-jához *Cu*- és *W-szakarnércek* kötődnek,

— a 60—40 millió év közötti időközben, a kraton belseje felé pedig szubvulkáni helyzetű kvarcmonzonitporfír testek uralkodnak *Zn—Pb-szakarnércekkel*, illetve a még későbbi szakaszban granitoidok jellemzőek *Mo-érctelepekkel*.

Ezt a vázolt helyzetet inkább tektonikai mozgásrendszer eredményeinek tekintik, mint hosszú életű szubdukciós rendszernek.

A *Kárpát—Balkán terület* szakarnos érces formációinak vázlatos ismerete alapján kézenfekvőnek és szükségesnek látszik a felső-kréta—eocén magmás képződmények rendszer tanulmányozása is, amelyben a Szredna-Gorától a Timokon, a Bánáton, az Apuseni-hegységen keresztül a Mátraig nyomozhatók a kor magmás kőzetei, a hozzájuk csatlakozó *szakarnos réz- és polimetallikus érctelepekkel*, és jellegzetesek a porfíros rézérctelepek (2. táblázat).

Meszes—Cu szkarntelepek

A meszes—*Cu* szakarnok a porfíros rézérctelepekhez közvetlenül csatlakozó, és az ércmentes intrúziókhoz csatlakozó szakarnok csoportjára bonthatók.

1. A *porfíros rézérctelepekhez* csatlakozó szakarnok rézérctelepei zömében az Észak-Amerikában feltárt porfíros övezetben vannak, valamint Hátsó-Indiában, de ide sorolhatjuk a Kárpát—Balkán övezet (Recsk, Sasca, Moldova Noua) néhány szakarnos rézérctelepét is.

4. táblázat – Table 4

A szkarnos rézérteletek néhány jellemzője. Ércmentes intrúziókhoz kapcsolódó szkarnok (1984)

Some characteristic features of skarn copper – deposits. Skarn connected with non-mineralized intrusions

1. Leőhely	2. Ércsedett közetek	3. Intruzívum jellegei	4. Szkarnok morfológiája	5. Ásványos alkat	6. Ércsedés nagysága, minősége	7. Hivatkozás
1. Ofuku – Yamaguchi (Japán) Cu-Ag-Fe	kovapala, mészkő perm	kvarcdiorit, granodiorit tömzs, dákj elváltozás kréta	vertikális kúrtók, réteggövető	GRA, PX, WO, ID MA, KP, PY, PH retrográd: TR, KL, Q, KC	6.	7.
Takiue Saitama (Japán) Cu-Fe	pala, mészkő felső- paleozóos – triász	kvarcdiorit EP, PX, PL, elváltozás felső-tercier	szabálytalan, kontaktus sztratiform 50×500	GRA, PX, KP, MA, PY retrográd: ACT	letermelt 1000 t fém	SUZUKI (1932)
Yaguki – Fukushima (Japán) Cu(W-Au- Ag-Bi)	pala, mészkő perm	granodiorit PL, EP, endoszkarn középső-kréta	táblás 310×1000 m 70 m vastag	GRA, PX, EP, KP, PH, PY, BN, SF, MO, MA, HE, GA, retrográd: ACT, EP, KL, NT, PRE, BAB	1,2 Mt 0,80% Cu 3 g/t Au 140 g/t Ag	KITAMURA (1975)
Mason-Valley (Nevada) Cu	mészkő, tufa triász	granodiorit, kvarcmonzonit GRA, PX, CZ, elváltozás jura	sztratiform lencse mészkő, tufa kontaktuson	GRA, PX, TR, TC KP, PY, MA retrográd: ACT, Q, KC	1,5 Mt 2,5 – 3,0% Cu	EINAUDI (1977)

San Pedro (New Mexico) Cu	mészkő	monzonit porfir tömsz 0,5 × 0,5 km oligocén	sztratiform, távoli szabálytalan tömsz	GRA, WO, SCH KP, PY, MA MO, SF, PH retrográd: KC, ADL, KL, F	1,0 Mt 2,0–3,0% Cu	ATKINSON (1976)
Concepcion del Oro- Zacatecas (Mexikó) Cu (Fe-Au-Zn-Pb)	mészkő, aleurit mezozóos	granodiorit tömsz 5 × 2 km GRA, EP, PX, ID, MA, PL, Di szegélyen eocén	kontakt öblök tömszhatáron	GRA, PX, EP, ZO, SCA, ID, MA, HE, PH, KP, PY, SF, GA, TN, EN, WI, CS, retrográd: ACT, KL, IV	2,0 Mt 2,0% Cu 1,4 g/t Au	BUSECK (1966)
Rosita- Zelaya (Honduras) Cu (Au-Ag)	mészkő, andezit felső-kréta	diorit EP endoszkarn paleocén	kontakt 150 m	GRA KP, MA, PY, PH, BN	4,0 Mt 3,0% Cu (szupergén)	BEVAN (1973)
Meme (Haiti) Cu	andezit, mészkő felső-kréta	kvarcmonzonit, kvarediorit tömsz GRA, DI, MA, SCA elváltozás paleocén	márvány xenolit kontaktus 5–7 m	GRA, PX, SCA, ID, WO, MA, HE, KP, PY, MO, BN, retrográd: TR, EP, KC	1,2 Mt 2,0–3,0% Cu	KESLER (1968)

4. táblázat folytatása – Table 4 cont.

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Antamina- Ancash (Peru) Cu-Zn (Ag-Mo)	mésző kréta	kvarcmonzonit, porfir tömsz 0,5×1,5 km DI, KL, AB, CZ, SE elváltozás tercier	szabálytalan kontakt max. 150 m	GRA, PX, WO SCH, KP, MA, PY MO, GA, SF, TE retrográd: ACT, KL, KC, EP	n. a.	PETERSON (1965)
Cobrizo- Huancavelica (Peru) Cu (Bi)	mésző perm	gránit batolit	sztratiform 4×1 km 20 m vast.	GRA, Q, FL PX, APY, BM, LO, KP, MA, PH retrográd: KC, SD, HB	50 Mt	CAHOON (1970)
Sayak (Kazahsztan) Cu	mésző, tufa, aleurit karbon	gránit granodiorit tömszök, dajk PX, PL, EP endoszkarn karbon	sztratiform lencsék kontakt zónában	GRA, PX, WO, KP, BN, PH, MO, FY, SF, GA, BM	n. a.	SAMONOV – POZSARISKY (1977)
Malko Tirnovo (Bulgária) Cu	mésző mezozoós T – J	granodiorit diorit porfir kisintrúziók 2,5×5,0 km felsőkréta	szabálytalan tömszős 20 – 40 m	GRA, PX, AF, F, SP, KP, KZ, KV, PY, MA, HE, SCH retrográd: KC, Q, KL	n. a. 1,8% Cu	BOGDANOV et al. (1981)

A típus magmás (porfíros) kőzetei kvarcmonzonit, monzonit és diorit tömzsők (kisintrúzió) komplexumok formájában. Jellemzőes belső elváltozási formákkal, amelyekhez megfelelő érces elemtársulás is tartozik (3. táblázat).

Igen jelentős, 30–400 Mt-ás ércvagyonok kapcsolódnak a típus előfordulásaihoz, viszonylag alacsony (0,7–1,0%) Cu-tartalommal.

2. Az *érmentes intrúziókhoz* csatlakozó rezes szaknok a világ nagy szerkezeti öveiben több helyen megtalálhatók. Így Japánban (szigetív), Észak-, Közép- és Dél-Amerikában, Ázsiában. A Kárpát–Balkán övezetben a bulgáriai Malko Tirnovo sorolható ide (4. táblázat). Az előfordulások magmás intrúziói: granodiorit, kvarcmonzonit, diorit kőzetekből állnak. A metasztatikus folyamatok zömében meszes kőzeteket érintettek, de vulkáni komplexumok is vannak az ércesedett kőzetek között.

A formáció telepei nem nagyok, de dús fémtartalmúak, 1–50 Mt készletekben 2,0–3,0% Cu-tartalom van. Gyakori a nemesfémek dúsulása is, és fontosak a W, Bi, Zn, Pb, Mo járulékos elemek.

Meszes polimetallikus érces szaknok (Zn–Pb)

A meszes polimetallikus érces szaknok szintén szorosan kapcsolódnak a nagyszerkezeti övekhez, képződésük inkább a kontinensszegélyek késő orogén szakaszába tartozik (5. táblázat).

Az intrúziók általában savanyú összetételűek, gránit, granodiorit, riolit (telér) kvarcmonzonit, kvarcdiorit, dácit. Az intenzíven metasztatizált, szaknosodott kőzetek főleg mészkő, pala, kvarcit, agyagpala, de néha metamorf kőzetek a szaknos polimetallikus telepek hordozói.

A szaknok ércesedése gyakran a közvetlen kontaktusok litológiai határán követhető, és rendszerint a tektonikai vonalakat, szerkezeti alakzatokat követi. Nem ritkák a magmás kapcsolattól távoli szaknos polimetallikus érctelepek sem, különösen kedvező üledékföldtani helyzetben, jól rétegzett kőzetekben, „sztratotíp” telepformában.

A szaknos polimetallikus érctelepek változó nagyságú készletekben találhatók, 0,1–30,0 Mt nagyságig. A szaknos polimetallikus érctelepek a meghatározó Zn, Pb (Cu) fémek mellett gyakran jelentős mennyiségű Ag-t is tartalmaznak, valamint Fe-t (pirit), Sb-t, As-t.

Tájékoztatónak a szaknos rezes és polimetallikus érctelepekről készített háromszögdiagramban mutatjuk be, hogy a Cu–Zn aránya egyúttal az érctelepek képződési helyzetére is utal (1. ábra), különösen a porfíros előfordulásokhoz társuló szaknos polimetallikus érceknél figyelhető meg, pl. Bingham esetében a magmás testtől távolodva, vagy a recski előforduláson a dioritporfirtól, ill. a szaknövezettől kifelé távolodva a rezet fokozatosan a cink váltja fel (2. ábra).

5. táblázat—Table 5

A szkarnos cink-ólómerctelegek néhány jellemzője
A few characteristic features of skarn zinc—lead deposits

Lelőhely	Ércesedett kőzetek	Intruzívum jellegei	Szkarnok morfológiája	Ásványos alkat	Ércesedés nagysága minősége	Hivatkozás
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Washington Camp. (Arizona) Zn-Pb (Cu-Ag)	mésző, dolomit perm	granodiorit, kvarcmonzonit tömzs EP, ACT, KL endoszkarn 58—64 m. év	intuzió üledék kontaktusa	GRA, SP, PX, WO, ID SF, GA, PY PY, AP, PH, MO retrográd: EP, ACT, KL	0,5 Mt 8,6% Zn 2,9% Pb 1,9% Cu 110 g/t Ag	MEINERT (1980)
Aravaipa (Arizona) Zn-Pb (Ag)	mésző, kvarcit paleozoós	gránit batolit dajkák EP endoszkarn	törés mentén, dajk-üledék kontaktusa	PX, HD, GRA SF, GA, KP, PY retrográd: IV, EP, BAB, AX	0,3 Mt 5,0% Zn 6,0% Pb 0,3% Cu 40 g/t Ag	REITER (1981)
Mineral King (California) Zn-Pb (Ag)	mésző, kvarcit paleozoós	granodiorit batolit kréta	törésmenti távoli	PX, GRA SF, GA, PY retrográd: IV, AF, EP	n. a.	MEINERT (1980)
Cooney Zinc Virginia Lakes (California) Zn-Pb (Ag)	mésző, pala jura	granodiorit batolit kréta	törésmenti távoli	PX, GRA, SF, GA, PY, KP retrográd: EP, AP	n. a. 18,0% Zn 10,0% Pb 140 g/t Ag	CHESTERMAN (1975)

South Mountain (Idaho) Zn-Pb (Ag-Cu)	mésző, pala paleozoós	granodiorit batolit kréta	törésminti távoli	PX, AD SF, GA, PY, PH, KP, APY retrográd: IV, ACT	n. a. 8,5% Zn	MEINERT (1980)
Hanover Cent. Pewabic, Empire, Oswaldo, Pearson (New Mexico) Zn-Pb-Cu (Ag)	mésző karbon	granodiorit tömsz granodiorit porfir dákj EP, KL endoszkarn tercier	intruzív, dákj törés – üledék kontaktus mentén	GRA, SP, PX, SF, GA, KP, MA, PY retrográd: AF, KL, IV, EP	5,0 Mt 14,0% Zn 0,3% Pb 1,0% Cu 110 g/t Ag	MEINERT (1980)
Groundhog-Cent. Min. (New Mexico) Zn-Pb (Cu-Ag)	mésző karbon	granodiorit porfir telér EP, KL endoszkarn tercier	üledék – telér kontaktus	PX, GR, BU SF, GA, KP, MA, PY retrográd: IV, CM, AF, KL	3,0 Mt 12,0% Zn 4,0% Pb 1,0% Cu 60 g/t Ag	MEINERT (1980)
Linchburg (New Mexico) Zn-Pb	mésző mississipi	latit porfirit dákjok KL, SE, PX endoszkarn tercier	törésminti zónás	GRA, PX, BU, SF, GA, HE, KP, MA retrográd: CM, KL, FU	n. a.	TITLEY (1961)

5. (1) táblázat folytatása – Table 5 (1) cont.

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Bluebell B. C. (Kanada) Zn-Pb (Ag-Cu-Cd)	mésző, pala kvarcit kambrium	gránit, pegmatit, szill. andezit dajk EP, KL, MA, endoszkarn	törés – üledék kontaktusán	OL, SF, GA, PH, APY, MA retrográd: TC, KL,	5,0 Mt 6,4% Zn 5,3% Pb 0,1% Cu 299 g/t Ag	MOSSMAN, PAWSON (1976)
Zimapan- Hidalgo (Mexikó) Zn-Pb (Ag)	mésző, agyag- pala kréta	kvarcmonzonit tömzs K, SE, TU, metaszom.	Intruzív kontaktus, távoli telérek	HD, AD, WO, ID, SF, GA, PY, APY, KP, retrográd: AF, EP, KL, FU	0,5 Mt termelés 6,0% Zn 4,0% Pb 110 g/t Ag	GONZALES (1980)
Dolores, San Louis Potosi (Mexikó) Zn-Pb (Cu-Ag)	mésző, pala mezozoós	kvarcmonzonit tömzs GRA, PX, ID, endoszkarn tercier	intruzív üledék kontaktus	PX, GRA, KP, SF, GA, PH, APY, retrográd: AF, EP, FU, KL,	0,1 Mt év termelés 3,0% Zn 2,0% Pb 400 g/t Ag	SPURR et al. (1912)
San Antonio- Chihuahua (Mexikó) Pb-Zn (Cu-Sn-Ag)	mésző kréta	riolit telérek SE, TP, elváltozás tercier	kontaktuson, telérektől távol	PX, GRA, GA, SF, KP, MA, KZ, retrográd: EP, CM, IV, FU	3,0 Mt n. a. 1,5%	ALLEN, FAHEY (1957)
Santa Eulalia Chihuahua (Mexikó) Zn-Pb (Ag)	mésző, evaporitok kréta	riolit telér, szill. kvarcmonzonit tömzs SE, nyomok	törések, kontaktus mentén kürtőkben	OL, HB, RO, PX, SF, GA, PY, KP, MA, PH, APY retrográd: IV, AF, KL	32,0 Mt 11,0% Zn 10,0% Pb 170 g/t Ag	HEWITT (1968)

Naica Chihuahua (Mexikó) Zn-Pb (Cu-W)	mésző, agyag- pala kréta	riolit dajkók GRA, ID endoszkarn tercier	törések, kontaktusok mentén	GRA, PX, WO, ID, BU, SF, GA, KP, PY, APY, PH, MA, MO, WF retrográd: FU, KL, AF	10,0 Mt, 10,0% Zn 13,0% Pb 370 g/t Ag	Erwood et al. (1979)
Frisco Chihuahua (Mexikó) Zn-Pb (Ag-Cu)	agyagpala, mésző kréta	riolit dajkók GRA, ID endoszkarn tercier	törések, kontak- tusok mentén	PX, SF, GA, KP, PY, APY retrográd: AF, IV, EP, FU	0,5 Mt év termelés 8,0% Zn 5,0% Pb 0,6% Cu 140 g/t Ag	Koch (1956)
Hidalgo Santa Barbara Chihuahua (Mexikó) Zn-Pb (Ag)	mésző, agyagpala kréta	riolit dajkók FP tercier	törések dajkók kontaktusán	GRA, PX, ID, SF, GA, KP, PY, APY retrográd: FU, EP,	n. a. 10,0% Zn 15,0% Pb 2,0% Cu 220 g/t Ag	Fahey (1957)
Tepezala- Aguascalientes (Mexikó) Zn-Cu-Pb (Ag)	mésző kréta	riolit porfir tömsz telér GRA, PX endoszkarn tercier	törések dajkók kontaktusán	PX, GRA, SF, GA, PY, PH, KP, MA, APY retrográd: EP, AF, KL, FU	3,5 Mt n. a.	Wandke, Moore (1935)

5. (2) táblázat folytatása – Table 5 (2) cont.

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Uchuchacua Cajatambo (Peru) Zn-Pb (Mn-Ag)	mésző, agyagpala kréta	porfir dajk	kéreg sáv repedéskitöltés	KN, PX, GRA BU, RO, SF, GA, KP, PH, PY, WU, APY, MA, MC	? 3,0% Zn 3,0% Pb 620 g/t Ag	ALPERS (1980)
Aguilar (Argentina) Zn-Pb	meszes, kvarcit paleozoós	gránit tömsz tercier	törések és kontaktus mentén	PX, GRA, WO, RO SF, GA, PH, APY, PY retrográd: AP, KL	3,6 Mt 16,0% Zn 11,0% Pb 260 g/t Ag	SPENCER – DUNHAM (1950)
Ulchin (Korea) Zn-Pb (Cu-Ag)	mésző, pala kambrium	alkáli gránit batolit karbon riodácit dajkok 49 m. év	törésmenti távoli	PX, GRA, RO, SF, GA, KP, PH retrográd: FU, agyag	1,4 Mt 5,9% Zn 2,3% Pb 0,3% Cu	YUN (1979)
Yeonhwa I. (Korea) Zn-Pb (Cu-Ag)	mésző, pala kambrium	kvarcdiorit porfir dajkok 73 m. év	törések, üledék kontaktusa mentén	PX, GRA, BU, RO, SF, GA, PY, KP retrográd: KL	7,0 Mt 8,0% Zn 4,5% Pb	YUN (1979)

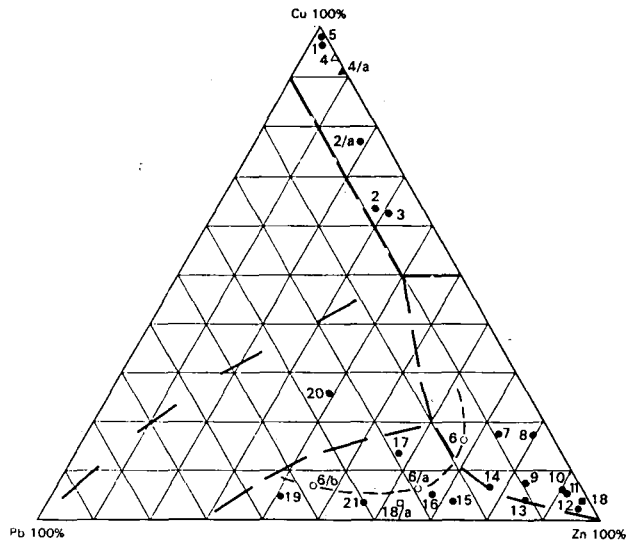
Yeonhwa II. (Korea) Zn-Pb (Cu-Ag)	mésző, pala kambrium	kvarcmonzonit porfir töms RO, EP, BI endoszkarn 73 m. év	kőzetelér kontaktusa mentén	GRA, PX, BU SF, GA, KP, PH retrográd: RO, EP, FU, KL	3,6 Mt 3,9% Zn 0,2% Pb 0,15% Cu	YUN (1979)
Shuikoushan, Human (Kína) Zn-Pb (Ag)	mésző perm	kvarcmonzonit töms posztpaleozóos	intruzív kontaktusközelben	PX, GRA, SF, GA, KP, PY retrográd: EP, KL, ZE	1,5 Mt 20,0% Zn 17,0% Pb 200 g/t Ag	HSIEH, DUNHAM (1950)
Tienpaoshan, Sikang (Kína) Zn-Pb (Cu-Ag)	mésző ordovicium	gránit töms mezozóos	intruzív kontaktus- közelben	PX, SF, GA, KP, PY retrográd: EP, FU	3,0 Mt 6,0% Zn 5,0% Pb 1,8% Cu	HSIEH, DUNHAM (1950)
Kamioka, Cifu (Japán) Zn-Pb (Cu-Ag)	grafitos mésző, gneisz	kvarcporfir dajkok 90 m. év	törésekben, gyúrt boltozatokban, távoli	PX, WO, GRA, SF, GA, PH, KP, MA retrográd: EP, AF, IV	0,5 Mt év termelés 5,4% Zn 1,0% Pb 60 g/t Ag	IMAI (1978)
Nakatatsu, Fukui (Japán) Zn-Pb (Cu-Ag)	mésző, homokkő paleozóos	kvarcporfir töms kréta, terciér	töréses kontaktusok mentén távoli	GRA, PX, WO, BU SF, GA, KP, PH, MA, PY retrográd: EP, PRE	0,5 Mt év termelés 5,7% Zn 0,5% Pb 30 g/t Ag	IMAI (1978)

5.(3) táblázat folytatása – Table 5 (3) cont.

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Stri Trg-Trepča (Jugoszlávia) Zn-Pb (Cu-Ag)	mésző, pala ordovicium- szilur	dácit tömsz breccsa SF, KL, Q, AH, elváltozás mitocén	breccsás kürtő-üledék kontaktusa	PX, GRA, SF, GA, PY, PH, KP, MA, APY retrográd: IV, AF	13,7 Mt 3,8% Zn 8,6% Pb 0,2% Cu 110 g/t Ag	SCHUMACHER (1954)
Recsk (Magyarország) Zn-Cu (-Pb)	mésző, kvarcit agyagpala középső-triász	dioritporfir tömszök, testek, komplexum GRA, PX, AF, EP, FL, SP, AH, endoszkarn 35,6 m. év	kisintrúzió-üledék határon szkarn köpeny tömszök helyenként rétegtörmelék	GRA, PX, AF, EP, SP, SF, KP, PY, MA, PH retrográd: KC, ZE, FU, AH KP, PY, PH	7,4 Mt 1,0 m vastag 5,4% Zn 1,9% Pb 0,5% Cu 25 g/t Ag	CSEH NÉMETH et al. (1975)
Ruskica (Románia) Zn-Pb	amfibolit, mésző, márvány proterozoós – mezozoós	grandiorit-diorit- porfirrit batolit, kisintrúzió alsó-kréta	intrúzió közelben litológiai határon lencsés	GRA, PX, WO, TR, EP, GA, SF, MA, PY, HF, KP, BN, TE retrográd: SE, BI, Q agyag	n. a. 3,8% Pb 2,8% Zn 0,2% Cu 20 g/t Ag	ILAVSKY (1979)
Dognacea (Románia) Pb-Cu	csillámpala, amfibolit mésző mezozoós	grandiorit-diorit- porfirrit bánáti elnyúlt kisintrúzió alsó-kréta	kristályos mészkő- intrúzió kontak- tusán (teknő) oszlopos	GRA, PX, WO, IV, EP, MA, HE, PH, KP, PY, GA retrográd: GRA, AF, KL, SP, KL, PY	n. a. 0,7% Pb 0,3% Cu	VLAD (1974)

Rezes szaknok: 1. Carr Fork Bingham (Utah), 2. Morococha (Peru), 2a. Morococha centr. (Peru), 3. El Tiro (Arizona), 4. Recsk (Magyarország) 0,2% cut-off, 4a. Recsk 0,4% cut-off, 5. Moldova Noua (Románia). — **Cink-(Pb)-szaknok:** 6. Bingham → 1,5 km (Utah) központtól, 6a. Bingham → 2,5 km (Utah) központtól, 6b. Bingham → 3,1 km (Utah) központtól, 7. Washington Co (Arizona), 8. Cananea (Mexico), 9. Groundhog (New Mexico), 10. Hanover area (New Mexico), 11. Nakatatsu (Japán), 12. Yeonhwa (Korea), 13. Ulchin (Korea), 14. Frisco, 15. Uchucchachua (Peru), 16. Aravaipa (Arizona), 17. Santa Barbara (Mexico), 18. Recsk —900, 18a. Recsk szakn Σ 19. Ruskiča (Romania), 20. Dognacea (Romania), 21. Trepča (Jugoszlávia)

Copper skarns: 1. Carr Fork Bingham (Utah), 2. Morococha (Peru), 2a. Morococha centr. (Peru), 3. El Tiro (Arizona), 4. Recsk (Hungary), cut-off 0.2%, 4a. Recsk, cut-off 0.4%, 5. Moldova Noua (Romania). — **Zinc-(Pb)-skarns:** 6. Bingham at a distance of 1.5 km from (Utah) centre, 6a. Bingham at a distance of 2.5 km from (Utah) centre, 6b. Bingham at a distance of 3.1 km from (Utah) centre, 7. Washington Co (Arizona), 8. Cananea (Mexico), 9. Groundhog (New Mexico) 10. Hanover area (New Mexico), 11. Nakatatsu (Japan), 12. Yeonhwa (Korea), 13. Ulchin (Korea), 14. Frisco, 15. Uchucchachua (Peru), 16. Aravaipa (Arizona), 17. Santa Barbara (Mexico), 18. Recsk —900, 18a. Recsk skarn, 19. Ruskiča (Romania), 20. Dognacea (Romania), 21. Trepča (Yugoslavia)

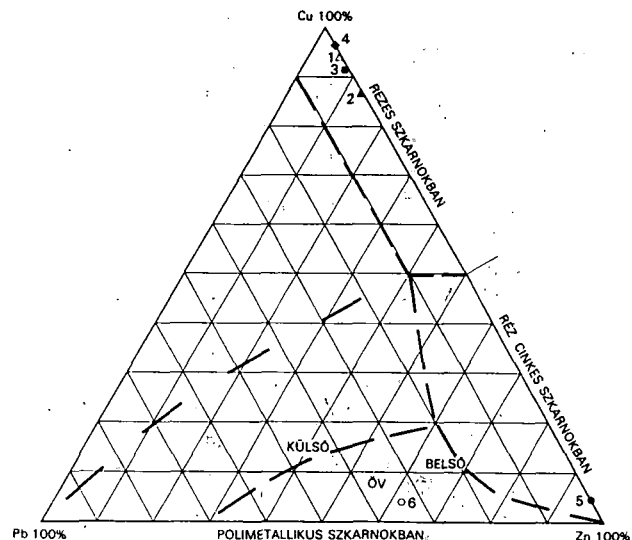


1. ábra. Néhány szaknos réz-, cink-rézérctelep összehasonlító fémarányai súly%-ban
(YUN S.—EINAUDI M. T. 1982-szerint)

Fig. 1. Comparative metal ratio values (in terms of weight %) for some skarn-type copper and zinc deposits (according to S. YUN—M. T. EINAUDI 1982)

Rezes szaknok: 1. összes szaknos réz 0,20% cut-off, 2. ebből művelő (rézérc), 3. összes szaknos réz 0,40% cut-off, 4. belső szaknoban a —900 méteres szint átlaga. — **Polimetallikus szaknok:** 5. réz-cink belső szakn —900 m szinten, 6. összes szakn polimetallikus átlaga

Copper skarns: 1. total skarn ores, cut-off 0.20%, 2. workable therefrom (copper ore), cut-off 0.40%, 3. total skarn ore, cut-off 0.40%, 4. the average of the —900 m horizon in the internal skarn. — **Polymetallic skarns:** 5. copper—zinc internal skarn at the —900 m horizon, 6. polymetallic mean of the total skarn



2. ábra. A recski színesfémérc-előfordulás szaknos érctelepeinek fémarányai súly%-ban
(szerkesztette CSEH NÉMETH J.: 1984)

Fig. 2. Metal ratio values (in terms of weight %) for the skarn deposits of the non-ferrous metal locality of Recsk (compiled by J. CSEH NÉMETH-1984)

I/C. A kontakt-metaszomatikus (szkarnos) réz- és polimetallikus érclelőhelyek a Kárpát–Balkán övezetben

Az érchordozó magmás formációkat és ércesedést befolyásoló regionális tektonikai szerkezetek

A szkarnos réz- és polimetallikus érctelepekről a KGST I. 16 téma II. részében (1983. okt.—nov.) leírt anyag áll rendelkezésre Sasca Montana, Románia (183—185. oldal) és Trepča, Jugoszlávia (186—187. oldal) leírásával, és a recski előfordulás hazai anyaga.

A Kárpát–Balkán övezet területéről leírt szkarnos réz- és polimetallikus érctelepek a következők:

szkarnos Cu-telepek: Recsk (Magyarország), Sasca Montana, Moldova Noua (Románia), Malko Tirново (Bulgária)

szkarnos polimetallikus telepek: Recsk (Magyarország), Ruskica, Dognacea (Románia), Trepča (Jugoszlávia)

A Kárpát–Balkán övezet szkarnos érctelepei a terület larámi felső-kréta—eocén, dioritos—granodioritos magmás elterjedési területein vannak, és mindenütt szorosan tapadnak a magmás tevékenységet meghatározó szerkezeti övhöz, törési övezethez. Az előfordulásokon rendszerint többszakaszú ércesedés van. A szkarnos ércek létrejöttének feltétele volt a magmás érintkezési övek kontakt-metaszomatikus átalakulása is. Ilyen lelőhelyek ismertek a Poiana Ruscaban, a Bánátban, a Mátrában a darnói töréses övezetben, a Vardar zónában, Trepča-n.

Magyarországon a felső-eocén vulkanitok a Balaton—Darnó-vonalon mintegy 500 km hosszúságban elszigetelt előfordulásokon nyomozhatók az intermedier kemizmusú réteg-vulkáni tagokban, ill. Recsk mélyebb övezetében az intruzív dioritporfir megjelenésében is.

A Mátra keleti szárnyát metsző, a Darnó-hegy előterében húzódó DNy—ÉK irányú *Darnó-vonal* és az ÉNy—DK irányú szerkezeti vonalak meghatározott helyén jött létre a recski előfordulás effuzív réteg-vulkáni andezitsorozata és alatta az ércképződést meghatározó intruzív dioritporfir, kisintrúziós magmás testekben (3. ábra).

Az említett vonulatban elszórtan a másutt is megfigyelt hasonló magmás képződmények vulkáni szigetivként is értelmezhetők, amely az afrikai és európai eredetű mikrolemezek érintkezése során képződött a Thetys egyes részeinek összesarulásával.

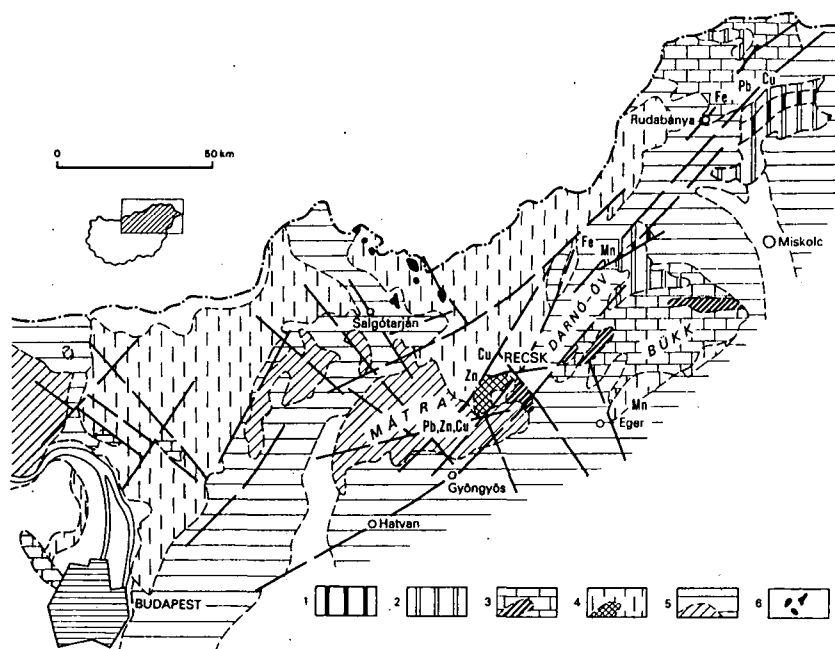
A vulkáni öv aljzatában délen óceáni kéregre jellemző sorozatok (Igal—Bükk geoszinklinális), északon kontinentális kéregre jellemző (középhegységi mezozóikum) sorozat telepszik. Az északi Tatrida-blokk afrikai, a déli Tisia-blokk europid fácies- és fauna-kapcsolatokat jelez.

A recski színesfémérc-előfordulást meghatározó magmás sorozat az uralkodóan meszes, alárendelten agyagpala, kvarcit összetételű alaphegységbe, antiklinális széttört tetőrésszén benyomult több szakaszú „kisintruzív” *dioritporfirból* és ugyancsak többszakaszú *réteg-vulkáni andezitből* áll. A felszínen csak a felső-eocén réteg-vulkáni andezit néhány tagja ismert, köztük az *enargitos-luzonitos* kovás—tömsős ércesedést is tartalmazó tag, amelyben a régi bányászat is kialakult.

A szkarnos réz- és polimetallikus érctelepek egységes, többszakaszú ércesedés részei, bonyolult összenövésben vannak a porfirós réz- és hidrotermális polimetallikus ércesedéssel.

A dioritporfir intrúziót a mélységi fúrások kutatás tárta fel, annak létre és milyenségére vonatkozóan külszíni nyomot nem ismertünk.

A Bánati-övezet többi szkarnos telepei is a larámi granodiorit (bánátit) kisintrúziók kontakt-metaszomatikus érintkezési zónájában fejlődtek ki. Ezek az intrúziók kontakt-me-



3. ábra. Észak-Magyarország metallogéniai—szerkezeti vázlata
(szerkesztette CSEH NÉMETH J. 1984)

1. Kaledóniai (devon): szericitpala, mészkő, homokkő, 2. herciniai (karbon—perm): szericitpala, mészkő, homokkő, 3. kimmériai (triász—kréta): mészkő, dolomit, bauxit, diabáz (spilit), 4. larámi (eocén—oligocén): mészkő, márga, agyag, kőszén, homokkő, amphibol-biotitandezit, 5. újalpi (miocén—pliocén): kavics, homok, agyag, vulkanoklasztit, kőszén, 6. pliocén—kvarter: törmelék, bazalt

Fig. 3. Metallogenic—structural sketch of N Hungary (after J. CSEH NÉMETH 1984)

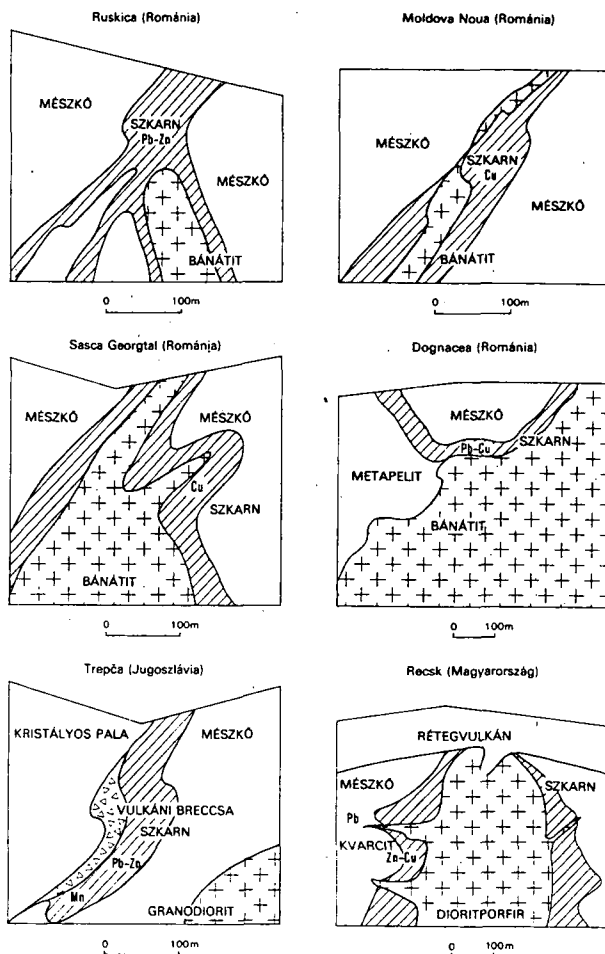
1. Caledonian (Devonian): sericite schist, limestone, sandstone, 2. Hercynian (Carboniferous—Permian): sericite schist, limestone, sandstone, 3. Kimmerian (Triassic—Cretaceous): limestone, dolomite, bauxite, diabase (spilit), 4. Laramian (Eocene—Oligocene): limestone, marl, clay, coal, sandstone, amphibole-biotite andesite, 5. New Alpine (Miocene—Pliocene): gravel, sand, clay, volcanoclastite, coal, 6. Pliocene—Quaternary: detritus, basalt

taszomatikus udvaraikkal együtt több helyen követhetők Oravita-tól Moldova Nouaig. Az érclőfordulások létrejötté szempontjából meghatározó jelentőségű a proterozóos—paleozóos palákat és a mezozóos meszes sorozatot elválasztó lineamens, az Oravica-vonal, amelynek a mezozóikum felé esők keleti oldalán található az intrúziók (4. ábra).

Az ércetesteket meghatározó lokális tektonikai szerkezetek

A recski előfordulás ércképződése, az ércetek települése szempontjából többszakszerű tektonikai megkötöttséget kell figyelembe venni, így:

- az üledékes kőzetösszetétel szerkezeti elemeit,
- a magmás tevékenység — beleértve a metasztatikus átalakulás hatásait is — során létrejött belső szerkezetek elemeit,
- a későbbi szerkezeteket.



4. ábra. Néhány szkarnos érctelep szerkezete (1984)

Fig. 4. Structure of a few skarn deposits (1984)

Az alaphegységben három takaró jellegű triász tagot lehet elkülöníteni:

- agyapala-kvarcit (felső) tagot,
- mészkő-kvarcit (középső) mészkő (alsó) tagot,
- agyapala-kvarcit (alsó) tagot.

Az egyes tagok között diszkordancia-felület van. A középső tagozat van legjobban feltárva, ebben van a mélyszerkezetben nagy fontosságú mészkő, amely a szkarnosodás és ércképződés szempontjából döntő fontosságú. Ez a tagozat csak enyhe gyűrődésekkel deformált. A felső egységben a 30–70°-os dőlések távolodva az intrúziótól 20–30°-ossá simulnak.

Az enyhe boltozatot mutató alapegységi sorozatban alakultak ki az ÉÉNy–DDK, ÉÉK–DDNy, É–D, K–Ny törési főirányok, amelyek mentén összképében ÉK–DNy-i irányú pásztás elrendezés alakult ki.

A dioritporfir intrúzió benyomulása a preformált szerkezeti helyeken történt. A magmás benyomulás során létrejövő boltozódás, majd összerogyás breccsásodást okozott, ez és a lehűlési repedezettség lényeges az ércesedés szempontjából.

A korábbi szerkezeti vonalak között meghatározott helye van az eddig 5 km csapásirányban; 600–700 m szélességben feltárt dioritporfirnak, valamint kiágazó kőzetleléreinek, amelyek létrejöttében szintén szerepe volt a korábbi szerkezeteknek és a litológiai viszonyoknak.

A magmás tevékenység során, a szarnosodás irányában a kőzetszerkezetnek, a litológiai viszonyoknak meghatározó fontossága van oly módon, hogy a meszes kőzetekben jobban kinyúlhatnak a hatásterületek (6. ábra).

Az érces települését *alapvetően meghatározó tényező a dioritporfir intrúzió és a kiágazó dioritporfir telérei, a kontaktus közvetlen hatásai során kialakult állapot.*

A magmás tevékenységet követő közvetlen szerkezeti alakulás közül még a KÉK–NyDny és ÉÉNy–DDK-i irányú törésrendszer lényeges, mivel ez irányban az utómagmás tevékenység tovább folytatódott.

A későbbi, főleg miocén utáni törésrendszer (ÉNy–DK, ÉÉK–DDNy, É–D, ÉK–Dny) a mai kép kialakításában játszik szerepet.

Összegezve: a korai szerkezetek preformálják az intrúziós tevékenység és a metasztatikus anyagvándorlás irányát. Az alkalmas litológiai környezetben a magmás, utómagmás hatások kialakítják a repedésszerveket, amelyek megszabják tárgyalta esetekben a szarnos réz- és polimetallikus telepek alakját.

Az érctelepek formációk, összletek kőzetkémiai, petrológiai és geokémiai jellemzése, a különböző intrúzió fázisok és fáciesek keletkezésének egymásutánja, a magmatogén képződmények szerkezeti vagy szöveti sajátosságai; az intrúziók típusa, alakja, méretei, keletkezésének időpontja

A recski terület érintett alaphegységi kőzetei: középső triász korú agyagpala, kvarcit és mészkő alárendelten dolomit. Ez a hármas tagozatban levő kőzetösszlet egyes kőzetei megfelelnek elnevezéseiknek. Kémiai és ásványtani alkatukról a 6. és 7. táblázat tájékoztat.

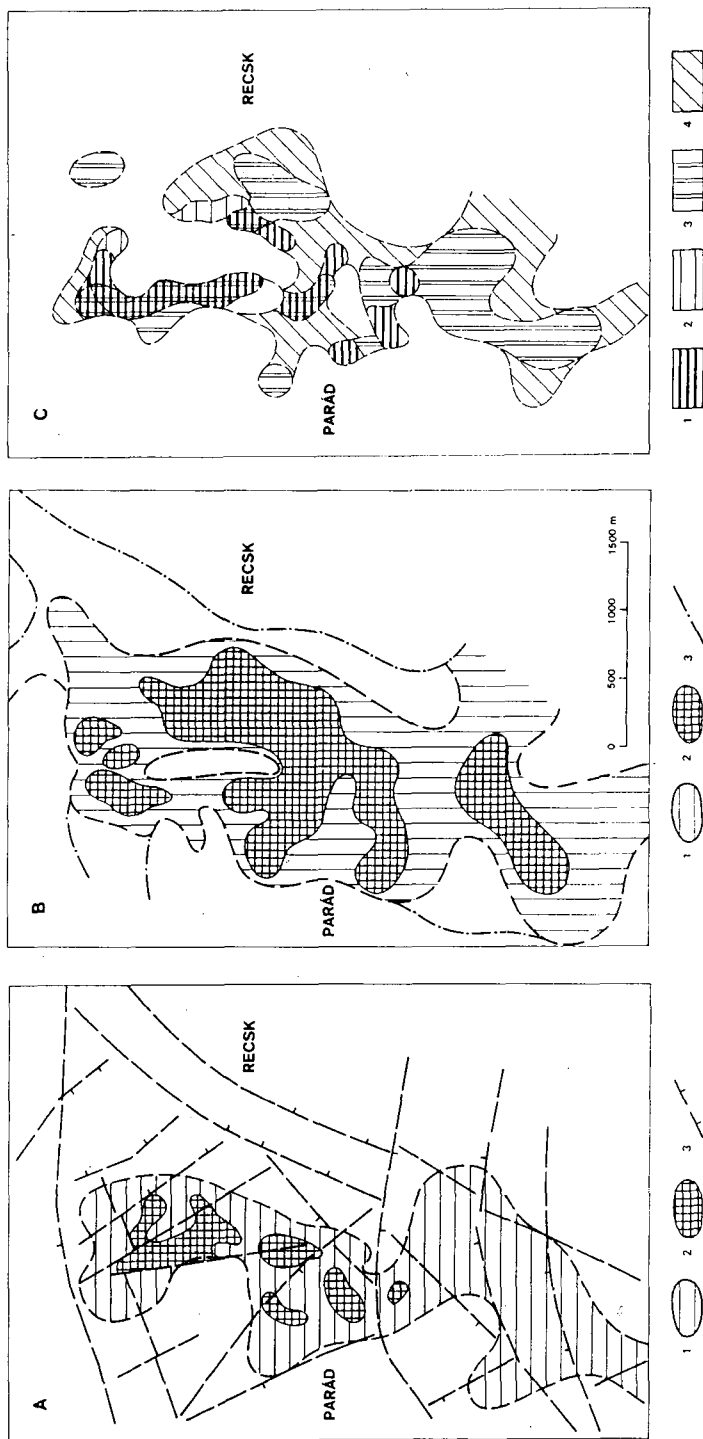
A mezozóos sorozat tagjai, az agyagpala, mészkő, kvarcit fáciesjellege alapján mélytengeri kifejlődési jellegre utalnak.

A mezozóos összlet szerkezetileg preformált részét kitöltő intruzív dioritporfir és a fedő rétegvulkáni andezitsorozat egy komplexumot alkot (8. táblázat). Az öt egymást követő vulkáni sorozat között egyaránt van szárazföldre és tengerbe ömlött-hullott képződmény. Primer ásványos összetételük nagy vonásokban azonos, csak egyes elegyrészek arányában van változás, valamint a fenokristályosan is megjelenő kvarcban és piroxénben. A fenokristályos elegyrészek 25–60% között változnak és: 5–35% plagioklászából, 5–25% hornblendéből, 0–10% biotitból, 0–5% kvarcból, 0–2% piroxénből tevődnek össze.

Az ásványi összetevők alapján az egyes andezitfélésekre *amfibolandezit, kvarc-biotitandezit, biotit-amfibolandezit és piroxénandezit* elnevezést használjuk.

Mind az öt vulkáni tevékenységi szakasz intruzív megfelelőjét is el lehet különíteni. Meghatározó jelentőségű azonban az első fázisba tartozó *dioritporfir*, amelyhez a kutatással feltárt területen a porfirós rézércs kifejlődés döntő része, valamint a *szarnoköpeny és abban szarnos réz- és polimetallikus érctelepek* kötődnek.

Az (a_2) dioritporfir primér ásványos összetétele: 50% plagioklász, 10–20% amfibol, 1–5% biotit. Az alapanyag túlnyomó része kvarc. Az intrúziós testekben megjelenő tagok a kvarctartalom miatt *tonalitosnak* tekinthetők (kvarcdiorit). A dioritporfir test formájú (kisintrúzió) megjelenése mellett meghatározó a kiágazó teléres megjelenése, mert ezekhez is kapcsolhatók kőzetátalakulások és érces kifejlődések.

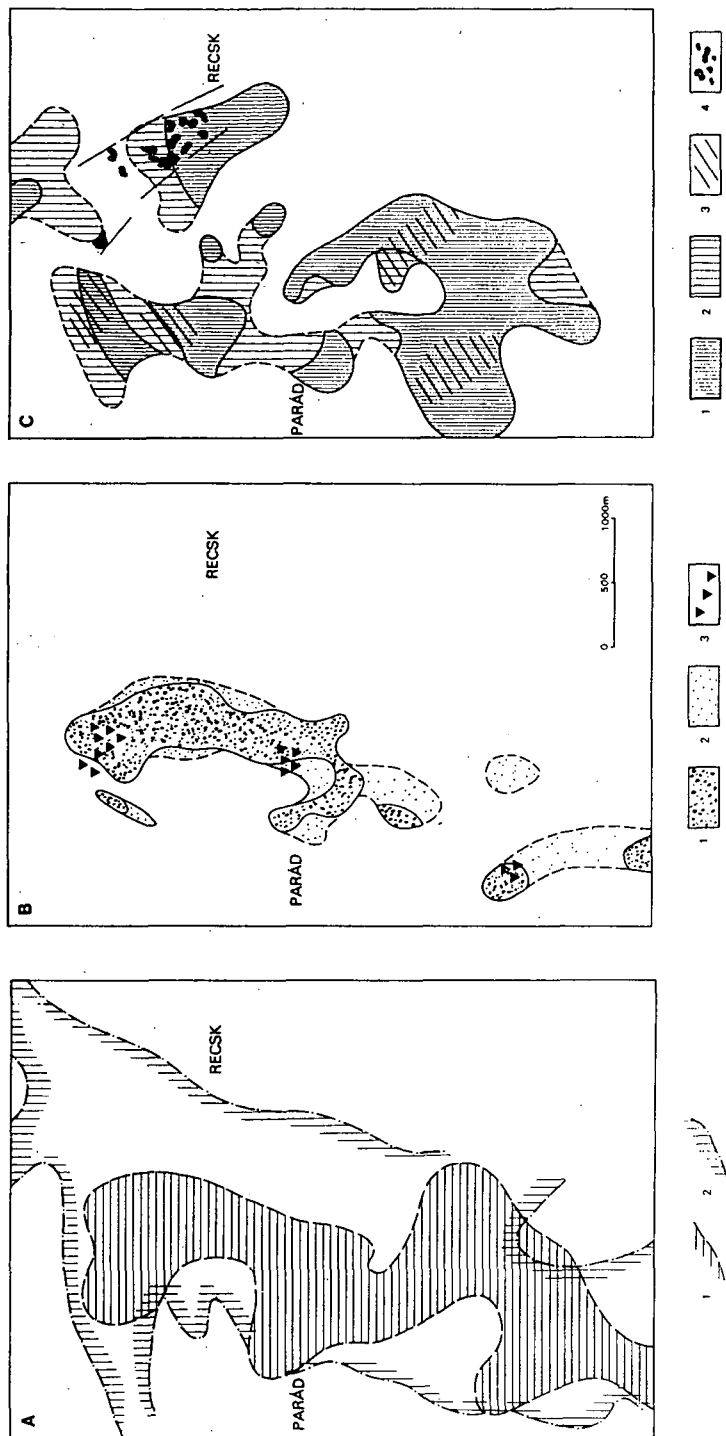


5. ábra. Az intrúzióhoz kapcsolódó kőzetváltozások és ércesedések elterjedése Recsken (1984)

A = 1. A dioritporfir elterjedése 50 m, 2. a dioritporfir maximális vastagsága 500 m, 3. alapvető szerkezeti vonalak és a rétegvulkáni andezit kiterjedésének határa. — B = 1. A szarmköpeny elterjedése, 2. a szarmköpeny maximális vastagsága 100 m, 3. a dioritporfir (telérés) elterjedése 50 m. — C = 1. Szarmos rézérctelepek (dúsértes), 2. szarmos rézérctelepek (szegényértes), 3. szarmos polimetallikus érctelepek (dúsértes), 4. szarmos polimetallikus érctelepek (szegényértes)

Fig. 5. Areal extent of rock alterations and mineralizations associated with intrusion at Recsk (1984)

A = 1. Extent of diorite porphyry; 50 m, 2. the maximum thickness of diorite porphyry; 500 m, 3. main structural lines and the boundaries of extent of the stratovolcanic andesite. — B = 1. Areal extent of the skarn mantle; 100 m, 3. extent of the diorite porphyry (dyke); 50 m. — C = 1. High-grade skarn copper deposits, 2. low-grade polymetallic skarn deposits, 4. low-grade polymetallic skarn deposits

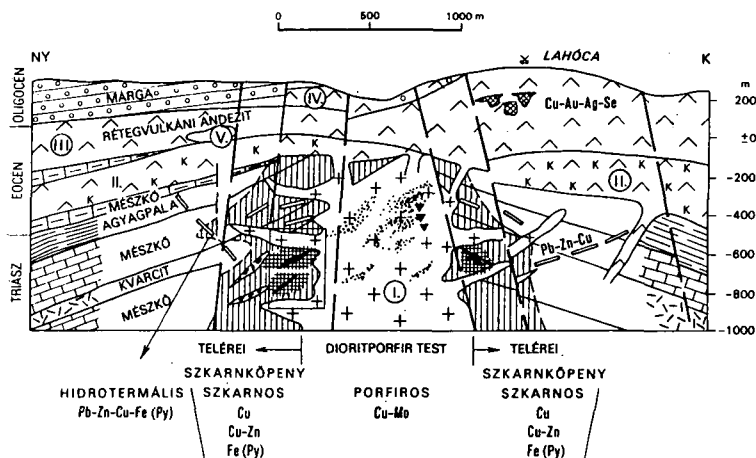


5a. ábra. Az intrúzióban és távolabbi környezetében levő ércesedés elterjedése (1984)

A = 1. A dioritporfir elterjedése 50 m, 2. a dioritporfir télelei 50 m vastag. — B = 1. Porfirós rézérc, 2. porfirós rézérc, 3. molibdén átlagon felüli dúsulásai. — C = 1. Zn-Pb-Cu érces üledékekben, 2. Zn-Pb-Cu érces üledékekben (szegényércek), 3. pirít dúsulásai üledékekben, 4. Cu-Sb-Au energit—luzonit tomszós—kovás érces

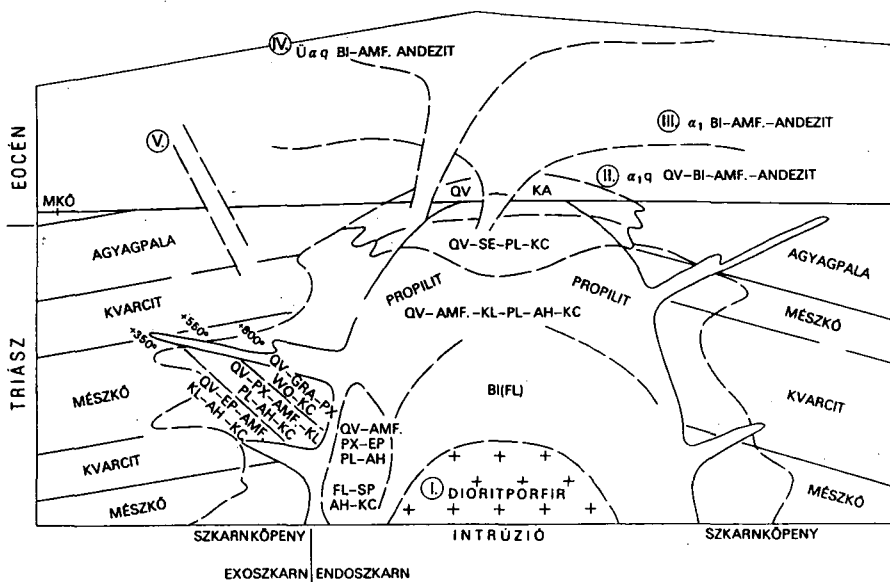
Fig. 5a Areal extent of the mineralization in the intrusion and in its more distant environs (1984)

A = 1. Extent of diorite porphyry: 50 m, 2. thickness of diorite porphyry dykes: 50 m. — B = 1. Porphyry copper ore, 2. low-grade porphyry copper ore, 3. molybdenum enrichment over the average. — C = 1. Zn-Pb-Cu ores in sedimentary deposits (with low ore content), 3. pyrite enrichment in sedimentary deposits, 4. Cu-Sb-Au enriched in sedimentary deposits, 5. Cu-Sb-Au enriched in sedimentary deposits, 6. Cu-Sb-Au enriched in sedimentary deposits



6. ábra. A recski színesfémérc-előfordulás vázlatos földtani szelvénye (1984)

Fig. 6. A sketchy geological profile of the non-ferrous metallic deposit at Recsk (1984)



7. ábra. A recski szerkezet elvi elváltozási sémája (1984)

Fig. 7. Theoretical scheme of alteration in the Recsk structure (1984)

6. táblázat – Table 6

A recski mélysínt kőzetek (típusminták) kémiai összetétele (1984)
Chemical composition of deep-level rocks (type samples) from Recsk

Összetétel %	Üledék						Szkarnos köpeny						Intruzió			Belső szkarn								
	mész- kő középső-trilász 11	kvarcit középső-trilász 1	dolomit középső-trilász 2	agyagpala középső-trilász 11	3 táv.	3 kont.	exoszarknok						dioritporfir felső-eocén	dioritporfir test 12 felső-eocén	dioritporfir felső-eocén	endoszarknok				(apo-)				
							9	7	5	10	2	5				szerpentinés kvarcit	3	6	9		4			
SiO ₂	6,90	72,94	5,71	63,64	60,72	9,39	36,62	37,59	35,40	52,13	53,09	43,63	52,62	54,93	58,70	50,70	58,56	54,43	52,23	64,48	30,26	30,26	30,26	30,26
TiO ₂	0,01	1,36	0,14	0,69	0,44	0,10	0,40	0,30	0,45	0,55	0,32	0,25	0,72	0,80	0,37	0,38	0,39	0,35	0,51	0,37	0,27	0,27	0,27	0,27
Al ₂ O ₃	1,24	9,26	0,65	15,87	11,44	2,70	6,82	7,56	3,68	6,92	7,98	10,25	13,81	15,04	9,39	3,64	12,92	9,60	12,82	14,36	7,83	7,83	7,83	7,83
Fe ₂ O ₃	0,28	3,25	0,11	1,41	2,22	0,07	6,92	7,67	1,01	0,92	4,85	1,95	1,66	0,08	0,94	1,25	2,10	1,56	1,67	1,46	2,46	2,46	2,46	2,46
FeO	0,16	0,63	0,05	1,70	0,38	0,02	1,74	4,18	0,53	3,25	2,65	1,69	1,28	1,59	4,01	4,13	2,24	2,21	2,79	1,35	2,57	2,57	2,57	2,57
MnO	0,11	∅	0,07	0,07	0,32	0,07	0,22	0,14	0,16	0,12	0,14	0,14	0,11	0,02	0,01	0,11	0,14	0,04	0,05	0,04	0,11	0,11	0,11	0,11
MgO	2,43	1,08	17,85	1,96	3,85	0,99	4,28	2,26	8,49	7,67	2,84	10,66	2,66	4,12	4,15	2,67	2,98	5,30	2,94	2,61	6,61	6,61	6,61	6,61
CaO	44,84	2,01	30,42	1,29	4,50	47,50	27,78	21,70	24,20	12,93	9,13	9,38	9,73	7,60	4,73	11,41	11,81	10,67	8,15	4,54	20,11	20,11	20,11	20,11
Na ₂ O	0,35	0,40	0,36	0,60	0,38	1,72	2,15	2,72	2,02	2,41	0,43	0,29	2,15	2,57	2,30	0,42	2,45	2,77	2,32	3,75	1,98	1,98	1,98	1,98
K ₂ O	0,12	2,50	0,02	4,25	3,24	0,56	0,63	0,31	1,05	0,80	0,12	1,09	1,90	1,03	1,08	0,35	0,26	0,86	1,07	2,05	0,20	0,20	0,20	0,20
Fe	0,19	∅	0,36	1,38	1,21	0,27	1,68	3,67	0,96	2,10	7,98	2,72	1,89	2,98	2,96	3,94	1,34	0,90	4,35	0,66	1,03	1,03	1,03	1,03
Cu						0,01	0,04	0,65	0,02	0,18	0,10	0,04	0,04	0,20	0,56	0,51	0,21	0,15	0,11	0,14	0,46	0,46	0,46	0,46
Zn						0,02	0,01		0,03	0,02			0,06		0,01	0,01			0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Pb						0,02	0,03			0,01														
SO ₃	0,08		0,17	0,20	0,29	0,95	1,63	2,23	12,35	2,57	0,03	6,66	2,36	1,64	1,43	1,22	0,73	2,31	0,34	6,25	16,76	16,76	16,76	16,76
S	0,20	2,67	0,43	1,78	3,25	0,31	4,64	4,98	1,52	2,31	2,76	1,86	2,12	3,43	3,40	4,51	0,48	2,71	5,10	1,46	2,55	2,55	2,55	2,55
P ₂ O ₅	0,02		0,20	0,08	0,10	∅	0,06	0,10	0,09	0,09	0,15	0,04	0,15	∅	∅	0,04	0,10	0,04	0,10	0,17	0,04	0,04	0,04	0,04
+ H ₂ O	0,33		0,49	2,77	2,83	0,55	0,94	1,57	2,34	1,50	6,01	5,15	2,70	2,79	2,95	1,97	1,51	2,16	1,99	1,13	2,11	2,11	2,11	2,11
- H ₂ O	0,05		0,06	1,02	0,40	0,02	0,34	0,22	0,99	0,30	0,15	0,98	0,61	0,65	0,55	0,33	0,33	0,26	0,68	0,25	0,55	0,55	0,55	0,55
CO ₂	38,93	2,19	42,10	0,04	5,42	34,27	3,62	2,42	5,03	2,93	0,56	3,13	3,54	0,78	1,33	12,33	1,85	1,12	2,60	0,37	3,93	3,93	3,93	3,93
Σ	99,84	98,29	99,19	98,75	100,99	99,54	100,10	100,27	100,32	99,74	99,29	99,91	100,24	100,25	98,87	99,92	99,30	99,44	99,83	99,45	99,31	99,31	99,31	99,31

(Elemzések: Magyar Állami Földtani Intézet, Országos Érc- és Ásványbányák)

7. táblázat – Table 7

A recski mélysínt kőzetek ásványos összetétele (1984)
Mineralogical composition of deep-lef-el rocks found at Recsk

Ásványos összetétel %-ban	Üledék				Kontakt		Szakarnos köpeny						Intruzió			Belső szakarn								
	mész- kö db	kvarcit injektált	kvarcit injektált	kvarcit másodlagos	mész- kö márvány	13	19	6	17	14	16	exoszakarnok				41	38	86	endoszakarnok				41	18
												grosszúlár- proxénés	30	andradit- proxénés	8				proxén- amfibolos	59	Amfibolos	86		
kvarc	19	40	38												23	34	32	36	23	22	24	29		
kvarcit		23	12		1			1	+	+	3	5	3	2				+		3	1			
grosszúlár						6		31		+		+						1	+			1		
andradit									35															
epidot			+					5	5	4	3	24	+	+		+	1		1	11	1			
diopszid					+			20	12	29	+	+	1					3	+	1		2		
augit											+													
amfibol			3					4	+	11	37	7	1	14	7	8	3	26	12	11	3			
wollastonit		2				12			1							+			+					
szericit	2	7	10								+		2	3	3	2	+		1	1	3			
flogopit								1		+		+	1	+		+	1		+	10				
biotit			+											4	1	1	+		1	2	+			

klorit	3	2	1	1	1	1	1	1	2	5	5	6	2	3	6	6	2	5	3	2
szerpentin		1	+	1	3	1	1	1	1	1	+	15			2	1	3	2	1	21
kaolin	1	+	+							+				1		+	+			
illit	2	3	2	+		+			2	+		2	4	3	+	2	2	1		3
montmorillonit		+		+		1										1				
plagioklász	2	6	16			1			10	5	3	4	35	26	38	8	25	29	38	6
laumontit	5								+			+			+	1	+	+	+	
anhidrit	4	5	4			3	11		6	6	10	8	1	6	3	12	4	2	2	8
kalcit	44	5	6	60	55	13	8		7	10	6	10	5	7	2	13	4	3	2	9
sziderit	5	+	+						+				+	+	+	1				+
dolomit			1	8	4	1			1	1	1	3	1	1	+	+	+	+	+	1
galénit	+		+	+					+	+		+	+		+	+		+		
pirrhotin									+	+										
szfalerit*	1,1	+	+	0,5	+	+	+		+	0,1	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
kalkopirit*	0,4	0,6	0,9	1,5	0,1	0,6	0,9		2,1	1,5	0,6	1,5	0,3	1,1	1,3	2,3	2,1	0,8	1,2	1,9
molibdenit*	0,001	0,018	0,012	0,005	+	0,003	0,003		0,010	0,011	0,005	0,013	0,007	0,012	0,012	0,011	0,012	0,008	0,019	0,016
pirit*	10	5	6	10	+	10	8		9	10	9	10	5	5	6	7	7	8	4	11
hemait			+			+	+		+	+		+		+	+	+	+	+	+	+
magnetit						+			+	1	+	4	+	+	+	+	1		+	+

(Ásványi vizsgálatok: Magyar Állami Földtani Intézet, Budapesti Műszaki Egyetem, Országos Érc- és Ásványbányák)

• Elemzés után számolva

A Recski előfordulás magmás szakaszai

(FÖLDESSY JÁNOS 1984)

Igneous parts of the locality of Recsk

Jel	Kiömlési		Mélységi	
	kőzet	alak	kőzet	alak
I. fázis α_2	amfibolandezit	rétegvulkáni tufa-láva	dioritporfir Cu-Mo-Fe Cu-Zn-Fe-Pb	intrúziós test
II. fázis α_{1q}	kvarc-biotit-amfi- bolandezit	rétegvulkáni tufa-láva	kvarc-dioritporfir Cu-Zn-Fe-Pb-As-Sb- Au-Ag	intrúziós test
III. fázis α_1	biotit-amfibolandezit	rétegvulkáni tufa-láva	dioritporfir Cu-Au-Ag-Bi-Se-As-Sb	telér
IV. fázis $\bar{u}\alpha q$	biotit-amfibolandezit	lakkolit-láva	kvarcdioritporfir	intrúziós test
V. fázis pxa	augitos-amfibolan- dezit	lakkolit-telér	dioritporfir	telér

A magmás képződés kora $35,6 \pm 2,5$ millió év (felső-eocén). A kőzetekben meghatározható Sr^{87}/Sr^{86} (0,707) izotóparány a magma-felsőköpeny eredetére utal.

A dioritporfir eddig ismert öt nagyobb testben meghaladja az 500 m feltárt vastagságot. E testek 200–1000 m csapásirányú 100–400 m szélességű térben határozhatók meg, a mélységi lehatárolás még hiányzik.

A két eltérő irányban ható metasomatikus folyamat magát az intrúziót is érintette, és gyakorlatilag megtalálható benne az összes kőzetátalakulási zóna, amelyet különböző szerzők (LOWELL-GUILBERT 1970, HOLLISTER 1978) elkülönítettek: így a

- káliumos zóna (biotit, flogopit)
- propilités zóna (kvarc, amfiból, klorit, kalcit, anhidrit)
- argillikus zóna (kvarc, szericit, kaolin, illit) (7. ábra).

A magmás, utómagmás tevékenységnek és a létrejött érchordozó szerkezetnek többszakaszú ércesedése van, amely egyes területeken gyakran bonyolult összenövésben, egymásra települten található (9. táblázat).

Az előforduláson felismert, általában területileg elkülönülő, de gyakran egymásra települő érc típusok (10. táblázat):

– a dioritporfir intrúzióban, alárendelten annak injektált övezetében *porfíros* Cu–Fe–Mo–érc,

– a szkarnköpenyben (kontakt)-metasomatikus kőzetekben *szkarnos* Cu–Fe–érc, *szkarnos* Zn–Fe–(Cu)–érc,

– az üledékes és vulkáni kőzetekben hidrotermális-metasomatikus és teléres *polimetallikus* Zn–Pb–Fe–Cu–érc,

– rétegvulkáni andezitekben stocwerkes, masszív szulfidos (exhalációs), kovástömzsös *enargitos–luzonitos* Cu–Sb–As–Au ércesedés.

Az intrúziós tevékenység és az ércesedés hasonló szakaszossága figyelhető meg pl. a bánáti területeken is, ahol a kvarcdiorit-granodiorit-granodioritporfir intrúziók nyomon követhetők, csakúgy a záró dájkos, teléres szakasz is. A létrejött kontakt-metaszomatikus szkarnok és a rátelepülő ércesedések is elkülöníthetők.

9. táblázat – Table 9

A recski ércképződés genetikai modellje

(BAKSA CSABA 1985)

A genetical model of mineralization at Recsk

Hatás	Folyamat	Teleptípus	Terület
I. fázis α_2 Dioritporfir intrúzió	I. Távoli hidrotermális és metasztatikus ércesedés Pb-Zn-Fe-Cu	Teléres, tömzsös, érhálózatos, breccsás telepek	Teljes kutatási terület
	II. Szkarnköpeny külső oldalán hidrotermális-metasztatikus-ércesedés Fe-Cu-Zn	Sztratobund, masszív tömzsös szfalerit-pirit-(kalkopirit) pirit-(pirrotin-kalkopirit) telepek „Szkarnos polimetallikus”	Szkarnköpeny külső oldal mélysztint
	III. Szkarnköpeny belső részein metasztatikus ércesedés Cu-Zn-Fe	Érhálózatos, lencsés, fészkes, hintett testek kalkopirit-pirit kalkopirit-(szfalerit-pirit) telepek „Szkarnos rézérc”	Szkarnköpeny mélysztint
	IV. Intrúzió hidrotermális metasztatikus ércesedése Cu-Mo-Fe	Hintett, eres, érhálózatos molibdenit kalkopirit-pirit-molibdenit kalkopirit-pirit, telepek „Porfiro rézérc”	Intrúzió és injektált övezet mélysztint
II. fázis α_1 Dioritporfir (+ kvarc) intrúzió	Hidrotermális-metasztatikus ércesedés Cu-Zn-Fe-Pb-As-Sb-Au-Ag	Stockwerk, teléres-kovás blokkok kalkopirit-pirit-tetraedit szfalerit-galenit-szulfosók	Felszínközeli Veresagyaghérc Veresvár Fehérkő
III. fázis α_1 Dioritporfir intrúzió	Hidrotermális-exhalációs ércesedés Cu-Fe-Au-Ag-Bi-Se-As-Sb	Stockwerk, masszív szulfid, kollomorf „Enargitos-luzonitos” (Au-Ag-Se) kovás tömzsők	Lahóca, Rm-48

10. táblázat – Table 10

A recski színesfémérc-telep típusai (1984)

Types of non-ferrous metallic ore deposit at Recsk

Megnevezés	Szarnos köpeny				Intrúzió-rétegvulkán-(üledék)			
	kontakt-metaszomatikus				hidrot.-metaszomatikus			
	rezes	polimet.	pirites	mélyszint	rézporfir	polimet.	polimet.	rezes
Előfordulás					Orczy táró			
Alak	tömzsős, fészkés, réteggövető	fészkés, eres, réteggövető	fészkés, lencsés,		érhálózatot, hintett, „stockwork”	fészkés, eres, lencsés	telés, blokkos,	tömzsős, savos,
	kalkopirit pirit szfalerit magnetit hematit	szfalerit pirit (galenit) kalkopirit	pirit magnetit hematit		kalkopirit pirit molibdenit (magnetit)	pirit szfalerit galenit fakőérc kalkopirit	pirit szfalerit galenit fakőérc	pirit enargit luzonit szfalerit szulfosók
Ércásványok	Cu-Fe	Zn-Fe-(Cu)	Fe-(Py)		Cu-Mo-(Re)	Zn-Pb-Cu	Zn-Cu-Pb	Cu-Au-Ag-(Se)
Főelemek	kvarc, gránát, epidot, piroxén amfibol, szerpentin-klorit anhidrit				kvarc, plagioklász, szerp.-klorit amfibol		kvarc, karbonátok, agyagásványok	+ barit
Meddőásvány								
Ércsedett kőzet kora		középső-triász			felső-eocén		középső-triász – felső-eocén	
Elváltozás		szkarnosodás primer retrográd (exo – endo)			biotitos, propilites kvarc-szericit, agyagásványos		kovácsodás, karbonátosodás, agyagásványosodás, baritosodás	

*Az ércbefogadó kőzetek és azok hatása az ércesedés koncentrációjára,
képződésére, típusára*

A meszes üledék és az intrúzió kontaktusán létrejövő *wollasztonitos-szarnokban* (wollasztonit, kalcit, kvarc, grosszulár, dolomit, szerpentin) gyakorlatilag ércesedés alig figyelhető meg.

Az intrúziós testek határzónájában elterjedtek a tömeges *gránátos-piroxénes szarnok* (grosszulár, andradit, diopszid, epidot, kvarc, amfibol, kalcit), amelyek távolodva infiltrációs típusba mennek át. A gyakori elterjedés ellenére érdemleges ércesedés nem kapcsolódik hozzájuk, gyakori a pirites áterezés.

A szarnos érctelepek legfontosabb hordozói a *piroxénes-amfibolos szarnfácies* (piroxén, amfibol, epidot, plagioklász, anhidrit, kalcit) alkotójú kőzetei. Ezek a kőzetek a kontaktus közelében tömegesek, de kedvező litológiai helyzetben, i. vastagabb egykori mészkőpadon vagy kőzethatáron nagyobb távolságra is kinyúlnak.

A statisztikusan vizsgált kőzetminták 52%-ában a számbavétel alsó határát (cut-off) eléri a réz, a minták 38%-a pedig ipari mértékben érces, tehát a szarnos rézérctelepek egy jelentős része a kőzettípusban található.

A szarnos polimetallikus (ez esetben Zn—Fe—Cu) érctelepek is jórészt a piroxénes-amfibolos szarnokban találhatók (11. táblázat).

A „magasabb hőmérsékletű” szarnfáciesek mellé oldalasan nagyobb vastagságban, és az intrúzióhoz csatlakozó szarköpeny magasabb részein az egyik legelterjedtebb exoszarnos kőzet a *szerpentinek-kvarcit* (szerpentin, klorit, anhidrit, kalcit) kapcsolódik, amely szintén fontos telepeket tartalmaz. Az ebben vizsgált kőzetminták 53%-a hordoz számbavehető rézérctelepeket, ill. 38%-a *ipari dússágú rézérctelep*.

Ezt az aposzarnos kőzettípust hasonló ásványos összetételben a dioritporfír testen belül az endoszarnokban is elkülöníthetjük, ahol bonyolult összenövésű más ércesedett (porfíros) kőzetekkel, ezért az endoszarn ilyen kőzeteit gyakorlatilag a porfíros érces testekhez is soroljuk.

Itt jegyezzük meg, hogy az eddig végzett repedezettségvizsgálatok szerint a fajlagos repedezettség (db/m) a szerpentinek kvarcitokban a legmagasabb, 9–15 db/m, az exoszarnokban általában 5–7 db/m, az aposzarnokban 3–5 db/m, az ércesedett szarnokban a réztelepek esetében pedig 6–9 db/m.

*Regionális metasomatitok és kapcsolatuk az ércesedéssel,
exokontakt és érc körüli elváltozások, összetétel, morfológiai és zónásság
(horizontális és vertikális zónásság az ércetek tengelyei vonatkozásában)*

Regionális metamorfózison átment képződmények az előfordulás közel 200 km-es távolságán belül nincsenek. Így jelen esetben a kérdéscsoportra vonatkozóan a *Recski Andezit Formáció* hatásterületén megismert, a magmás képződéshez kapcsolt metasomatikus képződmények és folyamatok megítélése történhet meg.

Az intrúziót körülvevő szarnos köpenyben levő kőzettani kép, a primér és másodlagos szarnok egymást átszövő képe nehezíti az egységes vázlat megadását.

Horizontálisan vizsgálva általában, a dioritporfír intrúzió hajlataiban, az abból kiágazó vastagabb telérek mentén és öbleiben a gránátos—piroxénes szarnok a gyakoriak és ezek a szarn típusok ritkán ércesek. Az ugyanilyen helyzetben található wollasztonitos kontaktusok szintén ércmentesek.

Ezeket a kőzeteket 30–50 m után az intrúzió nyomát követi a piroxénes—amfibolos szarn, amelyben az intrúzió felőli oldalon a *rezes szarntelepek* települtek vertikálisan is-

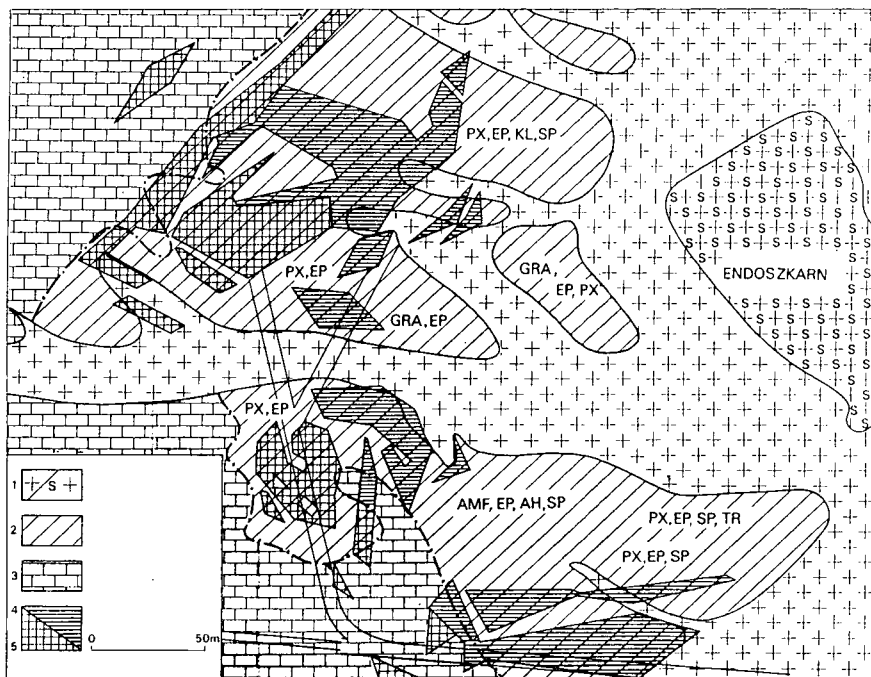
maximum	0,005	0,200	0,080	0,046	0,002	0,015	0,012	0,042	0,108	0,033	0,051	0,100	0,033	0,068	0,068	0,072	0,061	0,059	0,104
minimum	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,003	0
Cink átlaga (%)	0,80	0,02	+	0,38	+	+	+	0,01	0,08	+	0,02	0,01	+	0,02	0,01	+	+	+	+
maximum	2,67	0,21	0,23	3,67				0,23	6,21		0,23	0,18		1,44	0,44				
minimum	0	0	0	0				0	0		0	0		0	0				
Szfalerit átlaga (%)	1,19	0,03	+	0,57	+	+	+	0,01	0,12	+	0,03	0,01	+	0,03	0,01	+	+	+	+
maximum	3,99	0,31	0,34	5,48				0,34	9,27		0,34	0,27		2,15	0,66				
minimum	0	0	0	0				0	0		0	0		0	0				
Ólom átlaga (%)	+	+	+	+	+	0	0	0,01	+	0	0,01	+	0	+	+	0	+	+	0
maximum								0,67			0,16								
minimum								0			0								
Galenit átlaga (%)	+	+	+	+	+	0	0	0,01	+	0	0,01	+	0	+	+	0	+	+	0
maximum								0,77			0,18								
minimum								0			0								
Vas átlaga (%)	8,01	4,64	5,77	8,23	1,70	7,81	6,86	8,50	8,17	8,00	9,03	5,17	4,68	5,15	6,51	6,34	6,77	4,40	8,50
maximum	16,55	12,35	20,30	22,47	3,60	20,00	10,42	20,80	32,40	21,70	27,66	18,90	13,20	25,80	16,55	24,45	20,80	7,30	23,75
minimum	3,20	0,80	1,41	0,37	0,21	0,01	4,13	1,86	0,40	2,16	0,97	1,59	1,36	0,94	2,30	1,59	0,94	2,14	2,02
Pirit átlaga (%) (Fe 75%-a)	9,90	4,90	6,30	10,10	0,13	9,70	8,10	10,10	9,90	9,90	11,20	4,80	4,90	5,60	7,10	7,10	8,40	4,30	10,70
maximum (Fe 75%-a)	26,70	19,90	32,70	36,20	5,90	32,20	16,80	33,50	52,20	35,00	44,60	30,50	21,30	41,60	26,70	39,40	33,50	11,80	33,30
minimum (Fe 75%-a)	5,20	0	0	0	0	0	6,70	0	0	3,50	0	0	0	0	3,90	0	0	3,40	3,30

(Anyagvizsgálatok: Országos Érc- és Ásványbányák)

métlődően, és közéjük gyakran *szkarnos piritlepek* iktatódnak. De gyakori az is, hogy a tömött, masszív szulfidos piritlepet csak a megemelkedett réztartalma miatt különíthetjük el külön rézteleppé.

A rezes szkarntelep felső szakaszán és gyakrabban oldalasan is dúsul a Zn-tartalom, így szorosan simulva a rezes szkarntelepekhez a *szkarnos polimetallikus telepek* ($Zn-Fe-Cu$) alakultak ki.

A polimetallikus érces szkarnok gyakran éles határral érintkeznek a meddő — kontak-tuson kívüli — meszes-kvarcitos kőzetekkel, de zezugos vonal mentén is megfigyelhető az érintkezés, amikor a meddő mészkőben az érintkezés mentén még megfigyelhetők az egyre kisebb érces foltok (8., 9. ábra).



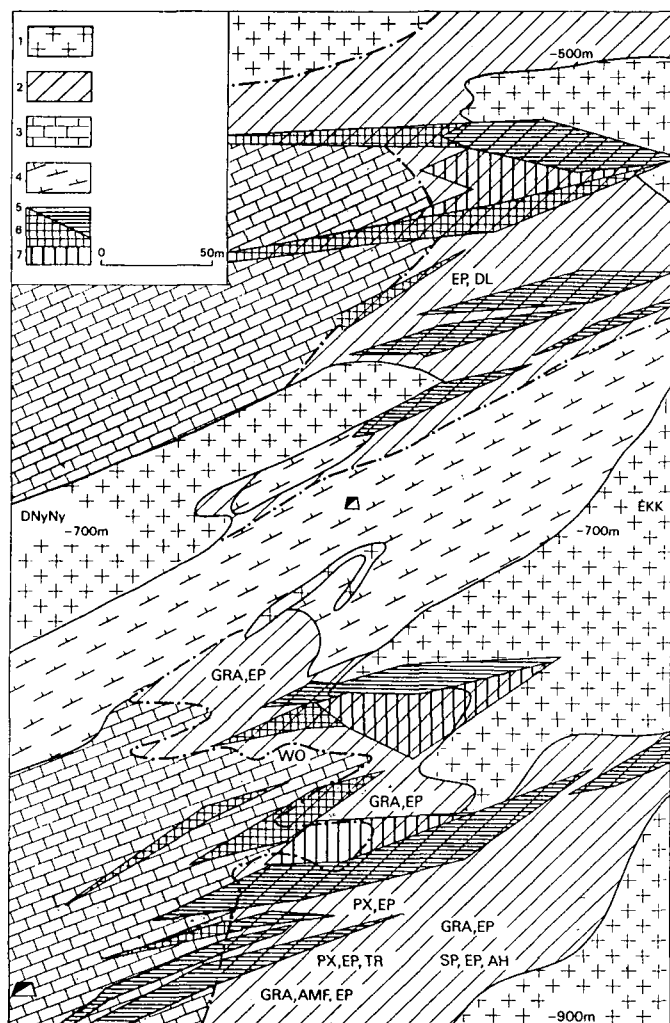
8. ábra. —890 méteres szinten a szkarnköpeny egy feltárt része

1. Felső-eocén = dioritporfír (endoszkarn), 2. szkarnköpeny. — Alsó-triász = 3. mészkő, 4. rézérc (ipari), 5. réz-cinkérc (ipari)

Fig. 8. An exposed part of the skarn mantle at the horizon of —890 m

1. Upper Eocene = diorite porphyry (endoskarn), 2. skarn mantle. — Lower Triassic = 3. limestone, 4. copper ore (industrial)
5. copper-zinc ore (industrial)

Még konkrét, nagyobb területre kiterjedő bányászati kutatásokkal nem tárták fel részletesen, de a szelvényekből olyan kép is látszik, hogy az intrúzió magasabb régióiban levő szkarnokban — a szkarnok egyidejű összeszűkülésével — a szkarnos érctelepek összeszugo-rodnak, kisebb távolságra nyúlnak ki.



9. ábra. Egy kutatott szelvény a szkarnköpeny Ny-i részén a –500 és –900 méteres szintek között
Felső-eocén= 1. dioritporfír, 2. szkarnköpeny. — Alsó-triász= 3. mészkő, 4. kvarcit, 5. rézérc (ipari), 6. réz-cinkérc (ipari), 7. pirit-telep

Fig. 9. A profile studied in the W part of the skarn mantle in a depth interval between –500 and –900 m

Upper Eocene= 1. diorite porphyry, 2. skarn mantle. — Lower Triassic= 3. limestone, 4. quartzite, 5. copper ore (industrial), 6. copper-zinc ore (industrial), 7. pyrite deposit

Az érctelepek morfológiája és belső felépítése

A szkarnos réz- és polimetallikus érctelepek morfológiai alkatáról az eddigi megfigyelések alapján azt rögzíthetjük, hogy szabálytalan sávos lencsék, tömzsök, amelyek a befogadó kőzetek egykori szerkezetét követik.

A telepek között olyan részek is vannak, ahol a pados kifejlődésű egykori alapközetben, gyakorlatilag a mészkőben „stratobund” telepként ítéltethők meg. Ez különösen a szkarnos Zn—Cu telepekre vonatkozik. Olyan teleprészek is vannak, amelyek a dioritporfír telérekhez viszonyítottan mintegy szimmetrikusan kapcsolódnak a telér mindkét oldalához.

a) *A szkarnos rézérctelepek* egyfajta módszer szerinti felmérésben 26—1,014 kt között változó nagyságú készletekben helyezkednek el.

A testek méretei: 5—150 m csapásirányban,
5— 80 m szélességben,
2— 40 m vastagságban.

Ezek az elhatárolások 0,60 Cu% cut-off-on történtek. Alacsonyabb alsó határon nagyobb testek alakíthatók ki.

A rezes szkarnokban a Cu-tartalom egyenetlenül, foltosan, ereszen, sávosan oszlik el. A különböző irányú fúrásos harántolásokban — néhány méteres kiugró (3—5%) réztartalom után — gyenge hintés kapcsolja össze a következő dúsabb zónákat. Ezekről a helyzetekről ad képet néhány hosszabb harántolás a különböző kőzetekben települő rézérctelepekről, amelyek a szkarnköpeny más-más szintjén is helyezkednek el (12. táblázat). A felmért réztelep tömbjeiben a Cu-tartalom 0,61—2,12% között változó, a Zn-tartalom pedig 0—1,84% között.

b) *A szkarnos polimetallikus érctelepekben*, jelen esetben Zn—Cu—Fe telepekben 26—750 kt között változó nagyságú készlettömböket lehet meghatározni.

A testek méretei: 5—150 m csapásirányban,
5— 40 m szélességben,
2— 30 m vastagságban.

A hosszabban elnyúlt testek esetében gyakori, hogy törési övhöz vagy dioritporfír telérhez csatlakoznak, simulnak.

A fémtartalom a telepekben szeszélyesen változó, néhány m vastagságú dúsérces (20—30% Zn) szakaszt szegényes hintések követnek, vagy csak a piritben foglalt vastartalom, alárendelten a réztartalom szövi eggyé az érctestet (13. táblázat).

A tömbökben Zn-tartalom 0,94—9,16% a Cu-tartalom 0,05—0,47%, a Pb-tartalom 0—0,73% között változó.

A szkarnos köpeny más részein, pl. a kutatással részletesen fel nem tárt déli területrezen az ólomtartalom dúsabb.

Az itt ismertetett adatok mai ismereteink szerint a szkarnköpeny optimális kifejlődésű részéből valók, a külszíni fúrási adatok szerint más területen szerényebb kifejlődéssel kell számolni.

Ebben az optimális kifejlődésű övezetben elkészített szelvényekben teljes szkarnos köpeny metszési felületének 19%-a rezes, 4%-a polimetallikus, 5%-a pirit kitöltésű szkarntelep. Ez az arány más területeken szintén alacsonyabbnak ítéltethető.

Az érctelepek érces és ásványos összetétele

A szkarnos érctelepek ásványos alkatát úgy célszerű áttekinteni, ha mellette a teljes érckomplexumot is áttekintjük (14. táblázat).

12. táblázat – Table 12

Rezes szaknok fémeloszlása

Distribution of metals in copper skarns

Réz-pirités dúsérces szaknok (részlet)

Copper-pyrite skarn, rich ore (detail)

Szegényérces rezes szaknok (részlet)

Copper skarn, poor ore (detail)

–880 szint

	Cu %	Zn %	Fe %
m-enként	0,01	∅	1,30
	0,05		21,00
	2,94		17,60
	0,98		16,40
	4,24		22,60
mészke	5,96	0,18	24,30
(kovás)	3,90		21,30
	0,80		19,80
	0,80		20,00
	0,92		20,70
tömeges	3,28	0,07	21,80
szaknérce	3,94		21,50
	6,56		28,00
	1,68		19,80
	0,44		23,50

– 860 szint

	Cu %	Zn %	Fe %
m-enként	0,02	∅	9,70
dioritporfir	0,18		
(telér)	0,22		
	0,64		
	0,74		
	0,31	∅	18,20
	0,78		
	0,04		
	1,04		
	0,15		
endoszkarn	0,14	∅	13,30
	0,18		
GRA, EP	0,26		
	0,26		
	0,90		

Réz-pirités dúsérces szaknok (részlet)

Copper-pyrite skarn, rich ore (detail)

Rezes dúsérces szaknok (részlet)

Copper skarn, rich ore (detail)

– 660 szint

	Cu %	Zn %	Fe %
m-enként	1,80	∅	24,20
	2,42	∅	21,10
exoszkarn	1,84	∅	19,10
	2,00	∅	21,60
(kvarcit)	3,38	∅	23,50
	2,46	∅	20,10
AH, PX,	1,50	∅	19,20
AMF, EP, SP	∅	∅	16,90
	0,02	∅	10,80
	0,73	∅	25,20
	0,12	∅	26,90
	1,12	∅	13,40
	0,04	∅	13,90
	0,03	∅	25,60
	0,01	∅	38,20

–610 szint

	Cu %	Zn %	Fe %
m-enként	0,23	∅	8,20
	0,54		
	3,28		
asszimilációs	3,02		
breccsa	0,48		
	1,34	0,02	11,00
ILL, Q	2,08		
	2,13		
	0,90		
	1,82		
	1,60	0,02	11,00
	2,00	0,01	
	0,90	0,05	
	1,24	0,03	
	1,60	∅	

13. táblázat – Table 13

Polimetallikus érces szkarnok fémeloszlása

Distribution of metals in polymetallic skarns

Cink-rezes dúsérces szkarn (részlet)

Zinc-copper skarn, rich ore (detail)

– 890 szint

	Zn %	Cu %	Pb %	Fe %
m-enként	0,33	0,23		
	0,86	0,18		
dioritporfir (telér)	11,00	0,73	∅	15,00
	0,82	0,10		
	0,70	0,23		
mészkö	2,55	0,25		
	5,45	0,61	∅	6,30
Q, EP	0,60	0,38		
	7,56	0,87		
	1,50	0,17		
	0,44	0,27		
	0,82	0,08		
	3,10	0,08	∅	8,00
	12,00	1,04		
	12,80	1,04		

Cink-rezes dúsérces szkarn (részlet)

Zinc-copper skarn, rich ore (detail)

– 880 szint

	Zn %	Cu %	Pb %	Fe %
m-enként	1,60	0,05		
szitololitos	1,50	0,05		
mészkö	3,96	0,04	∅	11,40
	18,00	0,73		
	7,40	0,40		
	20,40	1,62		
	19,20	0,90		
	30,50	1,32	∅	14,35
tömeges szkarnérc	28,00	0,90		
	24,50	0,49		
	13,80	0,43		
	4,15	0,27		
	15,00	0,56	∅	16,40
	9,00	0,25		
	7,00	0,14		

Polimetallikus, szegényérces szkarn (részlet)

Polymetallic skarn, poor ore (detail)

– 825 szint

	Zn %	Pb %	Cu %	Fe %
m-enként	∅		∅	
	∅		∅	
	∅	∅	∅	0,20
kristályos	0,02		0,10	
mészkö	0,38		0,15	
helyenként	0,04	∅	0,11	2,50
szkarnos	10,00	0,20	0,32	14,50
	3,10	0,48	0,13	10,00
WO, SP, EP	1,40	0,47	0,01	7,25
	3,75	0,42	0,04	11,70
	1,64	0,04	0,01	11,50
	16,00	0,05	0,30	9,55
	0,33	∅	0,01	0,50
	0,08	∅	∅	0,55
	0,04	∅	∅	0,30

Dús pirites szkarn (részlet)

Pyrite skarn, rich ore (detail)

– 560 szint

	Fe %	Zn %	Cu %
m-enként	39,30		0,59
	36,50		0,26
tömeges	38,90	∅	0,03
pirit	37,80		∅
	27,80		∅
	9,80		
	16,70		
	14,60	∅	∅
	25,40		
	15,10		
mészkö			∅
			∅
	9,50	∅	∅
ILL, EP, DI			0,70
			∅

14. táblázat – Table 14

A recski mélyszint érceinek (típusminták) ásványok összetétele (1984)

Mineralogical composition of ores (typ samples) of the deep level at Recsk

Ásványos összetétel %-ban	Szaknarköpeny					Hidrotermális					
	rezes			polimet		réz (molibdén)			üledék		vulk.
	db 17 Kalkopirit pirites	11 Kalkopirit – pirit MA – PH	3 Kalkopirit – fakőrcses	3 Szfalerit pirites	4 Pirit – magnetites	21 Porfiroz réz (dioritporfir test)	13 Porfiroz réz (endoszkarn)	3 Porfiroz réz (propilit)	11 Karbonátos polimetallikus	5 Teléres, érhálózat SF – PY	6 Tömzsős-kovács enargit – luzonit
Kvarc	19	21	18	7	5	47	51	55	16	37	36
Gránát	9	1		20							
Epidot	1			2							
Piroxén	2	3		12							
Amfibol	6	5			13		3				
Klorit	1	3					+	2			
Szerpentin		3				3	4	+			
Agyagásvány	+					4	3	5		15	3
Plagioklász	6	4				9	6	17		1	
Zeolit						+					3
Anhidrit	6	5		6	5	3	+	1	1		3
Kalcit	10	5	17	2	1	12	9	2	7	4	10
Sziderit					1	1	1		+		
Dolomit	1		3	2	6	7	6	2	15	3	1
Bornit			13								
Galenit									9	+	2
Pirrhotin		16			1	+					
Enargit											5
Szfalerit	1			30					17	16	9
Kalkopirit	16	8	25	8		3	6	6	3	1	
Luzonit											+
Tennantit			3							8	
Tetraedit											2
Molibdenit						+	+	+			
Bournonit											1
Pirit	22	17	21	11	36	11	11	10	31	15	24
Hematit		2							+		
Magnetit		5			32						
Goethit		2									1

(Ásványi vizsgálatok: Magyar Állami Földtani Intézet, Budapesti Műszaki Egyetem, Országos Érc- és Ásványbányák)

Ebben a relációban az ércászányos, meddőászányos összetétel a következő:

I. A kontakt-metaszomatikus, szkarnos köpeny érctelepei:

a) *Szkarnos rézérctelepek ásványos összetétele:*

kalkopirit-pirit-pirrhotin-szfalerit-hematit-magnetit-goethit-bornit-tennantit;

kvarc, gránát, piroxén, (diopszid), amfibol, (aktinolit), epidot, klorit, szerpentin, plagioklász, anhidrit, kalcit, dolomit.

b) *Szkarnos polimetallikus telepek ásványos összetétele:*

szfalerit-pirit-kalkopirit-(galenit);

kvarc, gránát, epidot, piroxén, anhidrit, kalcit, dolomit.

c) *Szkarnos pirittelepek ásványos összetétele:*

pirit-magnetit-pirrhotin;

kvarc, amfibol, anhidrit, kalcit, sziderit, dolomit.

A mélysíntek érces komplexumának további érc típusai tájékoztatásul:

II. A dioritporfír intrúzió hidrotermális-metaszomatikus érctelepe:

a) *A porfíros réz- (molibdén-) telep ásványos összetétele:*

kalkopirit-pirit-molibdenit-magnetit;

kvarc, amfibol, szerpentin, klorit, plagioklász, anhidrit, kalcit, sziderit, dolomit.

III. Az üledék és vulkáni sorozat hidrotermális érctelepei:

a) *Hidrotermális-metaszomatikus Zn—Cu—Pb-telepek ásványos összetétele:*

szfalerit-galenit-kalkopirit-pirit-hematit;

kvarc, anhidrit, kalcit, sziderit, dolomit.

b) *Hidrotermális—telés érctelepek ásványos alkata:*

szfalerit-galenit-kalkopirit-pirit-tennantit;

kvarc, agyagászvány, plagioklász, kalcit, dolomit.

c) *Tömzsös enargitos-luzonitos érctelepek ásványos összetétele:*

enargit-luzonit-galenit-tetraédrit-bournonit-pirit-goethit-(termésáran);

kvarc, agyagászvány, zeolit, anhidrit, kalcit, dolomit, barit.

Általános tájékoztatónak az eddig felmért földtani vagyonok számított ércászányos összetételét is rögzíthetjük.

a) <i>Szkarnos rézérctelepek:</i>	kalkopirit	2,8— 4,3%
	szfalerit	0,2%
	pirit	25 —30%
b) <i>Szkarnos polimetallikus érctelepek:</i>	szfalerit	3,7— 9,4%
	galenit	0,8— 2,5%
	kalkopirit	0,8— 1,9%
	pirit	13 —19%

A recski előfordulás esetében az ércesedés „zónássága” a szkarnköpeny helyzetéből adódik.

A bánáti területen *Dognacea* területén D-ről É-ra vonalasan eltolódó paragenezis van:

- szfalerit-galenit-pirit-kalkopirit,
- pirit-kalkopirit,
- magnetit-pirit-kalkopirit-hematit ásványegyüttesekkel.

Sasca Stinapari területén pedig a kontaktushoz viszonyított helyzet, illetve a képződés hőmérsékleti viszonya a meghatározó az érctelepek paragenezise szempontjából.

Az ércesedés zónássága.

Zónásság a járulékos elegyrészek elemeinek eloszlása tekintetében

Az ércesedés zónássága alapvetően meghatározott a recski előfordulás esetében a központosan, az *intrúzióban* elhelyezkedő

Cu-Mo-Fe porfiros ércesedés,

a *szkarnos köpenyben* elhelyezkedő, az intrúziót oldalasan követő

Cu-Fe szkarnos rézérc,

Zn-Fe-(Cu) szkarnos polimetallikus érc,

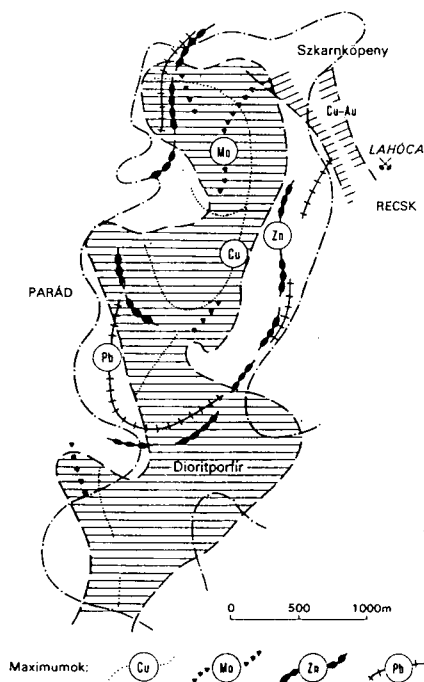
az *üledékekben* elhelyezkedő metasomatikus

Zn-Pb-Cu-Fe ércesedés,

illetve a *rétegvulkáni andezitben* települő

Cu-As-Sb-Au enargitós ércesedés területi elhelyezkedésével.

Ennek a helyzetnek megfelelően az egyes főelemek közül a réz maximális területi koncentrálódása követi az intrúzió nyomvonalát, ill. a szkarnos köpeny erőteljesebb kifejlődési területeit. Ezt övezi oldalasan mintegy 150–200 m-re eltolódva a Zn dúsulási maximuma, ill. ettől még valamelyest kifelé tolódva a Pb maximális koncentrálódási vonala. A Mo dúsulási területei a porfiros rézérczek periferiájára szorultak, foltokban követhetők. He-lyenként litológiai kötöttségére utaló jelek is vannak (más intrúziós fázis) (10. ábra).



10. ábra. A recski mélysínteken a főelemek dúsulási optimumai (1984)

Fig. 10. Optimum values of enrichment of main elements at the deep levels of Recsk (1984)

A szkarnos érctelepek kontakt-metaszomatikus érintkezési felületein a zónásság makroformái mellett kicsi, gyakran néhány dm-es nagyságú ércfoltokban is megfigyelhető a Cu, Cu-Zn, Zn-Fe-Cu zónás kiválási sorrend, miközben a foltok középső részét kalcit, ritkán kvarc, vagy az eredeti kőzetanyag tölti ki.

Ami a *járolékos elemeket* illeti, azokról egyrészt az alapkőzetben való eloszlásuk, másrészt az érctelepekben való eloszlásuk szerint kell beszélni.

A befogadó kőzetek járulékos (nyom-) elemtartalma

A szkarnos köpeny kőzeteiben a különböző szkarnásványos összetétel szerint is vizsgáltuk a kőzetalkotó és haszonelemek mellett a járulékos elemek eloszlását.

A földi Clark-értékhez viszonyított dúsulás az egyes kőzetekben:

- legalább ezerszeres: Bi-Se-Te
- legalább százszoros: +Cd-As-Sb
- legalább tízszeres: +In-Sn-Mo-Gd
- átlag feletti: +Co-Ni-Cd-Ti-Ge-Li-Be-Sr-Ba-Sc-La-Pr-Nd-Sm-B

elemek esetében fordul elő.

Az *intrúzió kőzetei* és belső szkarnja járulékos elemek szempontjából lényegesen szegényebb dúsulást mutat (15. táblázat):

- legalább ezerszeres: Bi-Te
- legalább tízszeres: +Cd-In-As-Sb-Gd-Mo
- átlag feletti: +Co-Ni-Cd-Ga-Tl-Ge-Li-Be-Sr-Sc-Pr-Gd-Sm-B.

Ami az egyes járulékos elemek területi eloszlását illeti, az intrúzió alakjához viszonyítva, kifelé haladva a kalkofil elemek határozott dúsulást mutatnak (As-Sb-Bi-Se-Te), ez látszik a szkarnos kőzetek perifériális részeiben is, pl. a serpentinés kvarcitokban, amelynek nagyobb tömegei a szkarnköpeny külső részein helyezkednek el.

A ritkaföldiek elemzési átlagértékei (Sc-Pr-Nd-Sm-Gd) viszont az intrúzió belső részein, a centrumban jelentősebbek. A kiágazó telérekben, valamint a breccsákban értékük lecsökken.

A szkarnos érctelepek járulékos (nyom-) elemtartalma

Az érctelepekben a haszonelemek átlagai szerint is célszerű vizsgálni a járulékos elemek eloszlását. A *számba vett földtani vagyonokban* a földi Clark-értékhez viszonyított dúsulási arányok:

- Cu — legalább százötvenszeres,
- Zn — legalább százkilencvenszeres,
- Pb — legalább négyszázszoros,
- Mo — legalább hetvenszeres,
- Re — legalább negyvenszeres,
- Au — legalább hússzoros,
- Ag — legalább százhetvenszeres.

Az érctelepek haszonelemeit alkotó kalkofil elemek zömében 150–190-szeres dúsultságúak. Ehhez mérten a járulékos elemek dúsultsága (16. táblázat):

A recski mélysínt közetneke nyomelem eloszlása (1984)

Distribution of trace elements in rocks from the deep level at Recsk

Nyomelem nagyásgrend	Úledék				Szkarnos köpeny						Intrúzió		Belső szkarn								
	mész- középső-triász 77	kvartc középső-triász 36	dolomit középső-triász 13	agyapala középső-triász 49	kvartc másodlagos 79	táv.	kont.	exoszarknok					24	55	89	4	1	52	28	1	(apo-) 20
								grosszúlátos ↓	andradit ↑	13	13	ambholos									
Földi Clark	Ti, Sn, Li, Be, Ba, Sr, Sc, Pr, Sm, B,	Co, Ti, Li, Be, Sr, Ba, Sc, Pr, Sm, Zr, B,	Co, Ni, Ga, Sn, Li, Cs, Be, Ba, Sc, Pr, Sm, B,	Co, Ni, Ga, Sn, Li, Cs, Be, Ba, Sc, Pr, Sm, B,	Co, Cd, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Ni, Cd, Ti, Ge, Li, Be, Sc, Pr, Sm, Cr, Mo, B,	Co, Ni, Cd, Ti, Ge, Li, Be, Sc, Pr, Sm, Cr, Mo, B,	Co, Ni, Cd, Ti, Ge, Li, Be, Sc, Pr, Sm, Cr, Mo, B,	Ni, Ti, Ga, Sn, Li, Cs, Be, Ba, Sc, Pr, Sm, Gd, Zr, Cr, B,	Co, Cd, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Cd, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Cd, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Cd, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Cd, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Cd, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Ga, In, Ti, Sn, As, Sb, Sc, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Ni, Ga, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Ni, Ga, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Ni, Ga, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, In, Ti, Ge, Sn, As, Sb, Sc, Pr, Sm, Gd, B,
átlag felett	Sr, Sc, Pr, Sm, B,	Co, Ti, Li, Be, Ba, Sr, Sc, Pr, Sm, Zr, B,	Co, Ni, Ga, Sn, Li, Cs, Be, Ba, Sc, Pr, Sm, B,	Co, Ni, Ga, Sn, Li, Cs, Be, Ba, Sc, Pr, Sm, B,	Co, Cd, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Ni, Cd, Ti, Ge, Li, Be, Sc, Pr, Sm, Cr, Mo, B,	Co, Ni, Cd, Ti, Ge, Li, Be, Sc, Pr, Sm, Cr, Mo, B,	Co, Ni, Cd, Ti, Ge, Li, Be, Sc, Pr, Sm, Cr, Mo, B,	Ni, Ti, Ga, Sn, Li, Cs, Be, Ba, Sc, Pr, Sm, Gd, Zr, Cr, B,	Co, Cd, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Cd, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Cd, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Cd, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Cd, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Cd, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Ga, In, Ti, Sn, As, Sb, Sc, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Ni, Ga, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Ni, Ga, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, Ni, Ga, Ti, Ge, Sn, Li, Ba, Pr, Sm, Gd, B,	Co, In, Ti, Ge, Sn, As, Sb, Sc, Pr, Sm, Gd, B,
min. 10×	In, Sn, As, Sb, Gd, Mo,	In, Sn, As, Sb, Gd, Mo,	In, Sn, As, Sb, Gd, Mo,	In, Sn, As, Sb, Gd, Mo,	In, Sn, Mo, Sb, Mo,	In, Sn, Mo, Sb, Mo,	In, Sn, As, Sb, Gd,	In, Sn, As, Sb, Gd,	In, Sn, As, Sb, Gd, Mo,	In, Sn, As, Sb, Gd, Zr, Cr, B,	In, Sn, As, Sb, Gd, Mo,	In, Sn, As, Sb, Gd, Mo,	In, Sn, As, Sb, Gd, Mo,	In, Sn, As, Sb, Gd, Mo,	In, Sn, As, Sb, Gd, Mo,	In, Sn, As, Sb, Gd, Mo,	In, Sn, As, Sb, Gd, Mo,	In, Sn, As, Sb, Gd, Mo,	In, Sn, As, Sb, Gd, Mo,	In, Sn, As, Sb, Gd, Mo,	In, Sn, As, Sb, Gd, Mo,
min. 100×	Cd, Se,	Cd, Sb, Se,	Cd, Bi, Se,	Cd, Bi, Se,	As, Cd, As, Sb,	Cd, As, Sb,	Se,	Se,	Cd,	Cd,	Bi, Se,	Bi, Se,	Bi, Se,	Bi, Se,	Bi, Se,	Bi, Se,	Se,	In, Se,	In, Se,	Se,	Se,
min. 1000×	Bi, Te,	Bi, Te,	Bi, Se, Te,	Te	Bi, Se, Te,	Bi, Se, Te,	Bi, Te,	Bi, Te,	Bi, Se, Te,	Bi, Se, Se, Te,	Bi, Se, Se, Te,	Bi, Se, Se, Te,	Bi, Se, Se, Te,	Bi, Se, Se, Te,	Bi, Se, Se, Te,	Bi, Se, Se, Te,	Bi, Te,	Bi, Te,	Bi, Te,	Bi, Te,	Bi, Se, Te,

(Elemzések: Magyar Állami Földtani Intézet, Központi Bányászati Fejlesztési Intézet, Országos Ért- és Ásványbányák)

- a *szkarnos rézérctelepekben* legalább százszoros dúsultságú a Cd-As-Bi-Se-Te,
- a *szkarnos polimetallikus telepekben* legalább százszoros dúsultságú a Cd-Sb-Bi-Se-Te,
- *szkarnos piríttelepekben* legalább százszoros dúsultságú a Cd-Bi-Se-Te.

Az egyéb érc típusokra vonatkozóan rögzíteni lehet, hogy a dioritporfír intrúzió *porfíros rézércében* szegényes, jelentősebb dúsultságú nyomelem csak a Bi-Se-Te.

16. táblázat – Table 16

A recski mélysínt érceinek nyomelem eloszlása (1984)

Distribution of trace elements in ores from the deep level at Recsk

Nyomelem nagyságrend	Szkarnköpeny					Hidrotermális				
	rezes			polimet		réz (molibdén)			üledék	
	db 167	72	20	21	5	← porfíros réz (dioritporfír test) 299 porfíros réz (endoszkarn) porfíros réz (propilit) →	111	87	18	
	kalkopirit pirites	kalkopirit pirit MA-PH	kalkopirit pakóérces	szfalerit pirites	pirites- magnetites		karbonátos polimetallikus	teléres érhálózatos SF-PY	tömszós-kovács enargit- luzonit	vulk.
Földi Clark	Co, Ni, Ga, Tl, Ge, Be, Sr, Sc, Pr, Gd, Sm, B,	Co, Tl, Ge, Cs, Be, Sr, Sc, Pr, Gd, Sm, Zr, B,	Co, Tl, Li, Cs, Be, Ce, Pr, Gd, Sm, B,	Co, Ga, Tl, Ge, Sb, Cs, Be, Gd, Pr, Gd, Sm, Nb, Mo, B,	Ge, Cs, Be, Pr, Gd, Sm, Mo, B,	Co, Ga, Tl, Ge, Sn, Li, Be, Sc, Pr, Gd, Sm, Re, B,	Co, Ga, Tl, Ge, Li, Cs, Be, Ba, Sc, Pr, Gd, Sm, Mo, B,	Co, Ga, Tl, Ge, Li, Cs, Ba, Pr, Gd, Sm, B,	Ge, Cs, Be, Sc, Pr, Gd, Sm, B,	
átlag										
felett										
min.	In, Sn, Sb, Mo,	Cd, In, Sn, As, Sb, Mo,	In, Ge, Sn, As, Mo,	In, Sn, As,	In, Sn,	Cd, In, As, Sb, Mo,	In, Sn,	In, Sn, Be, Mo,	In, Tl, Sn, Mo,	
10×										
min.	Cd, As,	Bi,	Cd, As,	Sb,	Cd, Bi, Se,	Bi, Se,	As, Sb,	As,	Cd, Sb, As,	
100×										
min.	Bi, Se, Te,	Se, Te,	Sb, Bi, Se, Te,	Cd, Bi, Se, Te,	Te,	Te,	Cd, Bi, Se, Te,	Cd, Sb, Bi, Se, Te,	Bi, Se, Te,	
1000×										

(Elemzések: Magyar Állami Földtani Intézet, Központi Bányászati Fejlesztési Intézet,
Országos Érc- és Ásványbányák)

Az üledékes kőzetekben és a rétegvulkáni tagokban levő hidrotermális érctelepekben bővül a nagyobb dúsultságú kísérőelemek száma, így dúsul a

Cd-As-Sb-Bi-Se-Te.

E magas dúsultságú elemek kivétel nélkül a kalkofil elemcsoportba tartoznak.

A rendelkezésre álló adatok szerint a Sasca Stinapari, bánáti területen az elsődleges udvarokban: B-Ba-Sn-Ce-Co-Ni-As, a külső udvarokban: Ba-Bi-Sn-Ce-Ni a járulékos elemek fontosak a meghatározó értékű haszonelemek mellett.

IRODALOM – REFERENCES

- BAKSA Cs. 1975: A recski mélyszerinti szubvulkáni andezittest és telérei. — *Földt. Közl.* 105: 612—624.
- 1984: A recski ércesedés genetikai vázlata — *Földt. Közl.* 114. (3.) 335—348.
- BAKSA Cs. et al. 1980: The Recsk porphyry and skarn copper deposit, Hungary. — *European Copper Deposits*, Belgrade.
- BOGDANOV B.—DIMITROVA E. et al. 1983: Magmatizm i metallogeniya Kárpáto-Balkánszkoj oblasztyi. — *Izd. Bolgarszkoj Akademii Nauk*, Sofia 1983.
- CIOFLICA G.—VLAD S. N. 1980: Copper sulphide deposits related to Iaramian magmatism in Romania. — *European Copper Deposits*, Belgrade.
- CSEH NÉMETH J. 1975: A recski mélyszerinti színesfémérc-előfordulás és annak teleptani, ércföldtani képe. — *Földt. Közl.* 105: 692—708.
- CSILLAG J. 1975: A recski terület magmás hatásra átalakult képződményei. — *Földt. Közl.* 105: 646—671.
- CSONGRÁDI J. 1975: A recski mélyszerinti színesfém-ércesedés jellemzése ércmikroszkópi vizsgálatok alapján. — *Földt. Közl.* 105: 672—691.
- EGEL L.—ZLATOGURSKAJA I. et al. 1981.: Rudnie formácii Kárpáto-Balkánszkoj oblasztyi. — *Nyedra*, Moszkva.
- EINAUDI M. T.—MEINERT L. D.—NEWBERRY R. J. 1981: Skarn Deposits. — *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume: 317—391.
- FÖLDESSY J. 1975: A recski rétegvulkáni andezitösszet. *Földt. Közl.* 105: 625—645.
- ILAVSZKY J. et al. 1979: Metallagenese de l'Europe Alpine Centrale et du Sud-Est. — *Institut Géologique Dionyz Stur*, Bratislava.
- JANKOVIČ S. 1980: Ore deposit types and major copper metallogenic units in Europe. — *European Copper Deposits*, Belgrade.
- JÁRÁNYI F. 1975: A recski mélyszerinti alaphegység üledékes képződményei. — *Földt. Közl.* 105: 598—611.
- TITLEY S. R.—BEANE R. E. 1981: Porphyry Copper Deposits. I. Geologic Settings, Petrology, and Tectogenesis. II. Hidrotermal Alteration and mineralization. — *Economic Geology* 75th Anniversary Volume: 214—269.
- VLAD S. N. 1974: Mineralogeneza skarnelor de la Dognecea. — *Editura Academiei Republicii Socialiste Romania*, Bucuresti.
- ZELENKA T. 1975: A recski színesfémérc-előfordulás szerkezeti-magmáföldtani képe. — *Földt. Közl.* 105.: 582—597.
- ZSARIKOV V. A. 1986: Szkarovie mesztorozszenij. Genezis endogenih rudnih mesztorozszenija V. I. Szmironov. — *Nyedra*, Moszkva.
- YUN S.—EINAUDI M. T. 1981: Lead-Zinc Skarn of the Yeonhwa-Ulchin District, South Korea. — *Economic Geology*, 77.: 1015—1032.

A TYPE OF CONTACT-METASOMATIC (SKARN) COPPER- AND— POLYMETALLIC ORE MINERALIZATION (RECSK, N HUNGARY)

by

J. CSEH NÉMETH*, **, ***

Budapest, Dániel út 23.

H-1125

UDC: 553.41(48:553.22)23(234.373.3)

Key- words: copper ores, polymetallic ores, metasomatic ores, skarn, reference locality, Mátra Mts. (NE Hungary)

In the field of geology, it was an old intention of COMECON countries, to make the mineral explorations well-established and to develop uniform fundamental principles for the forecast of mineral resources including the development of various standards, type localities etc. The description of the features of (standard) copper ore and polymetallic ore deposits found in volcanogenic—intrusive zones and in volcanogenic—carbonate formations (1.15) was also included in the task.

Likewise, recommendations have been elaborated for the compilation of medium to large scale forecast maps of copper and polymetallic mineralization, combined with a quantitative evaluation of prospective reserves.

The different mineral deposit types of the above-mentioned formations have been examined in accordance with the following grouping:

I/A Porphyry copper ore, disseminated—embedded copper-molybdenite deposits.

I/B Dykes with copper and polymetallic ores.

I/C Contact-metasomatic skarn-type copper ore and polymetallic deposits.

I/D Localities with the joint occurrence of spatially disseminated—embedded ores, dykes, skarns and massive ore stocks.

Characteristic features recommended for use when describing each locality type and deposit are as follows:

- Ore-bearing igneous formations, and mineralization-controlling regional tectonic structures;
- Local tectonic structures controlling the mode of occurrence of ore-bodies;
- Petrochemical, petrological and geochemical features of ore deposit formations (sequences); the succession of different intrusional phases and facies; structural (or textural) features of magmatogenic formations; type, shape, size and date of the intrusions;
- Ore-hosting rocks, including their influence on the concentration, process and type of mineralization;

* Manuscript closed in September, 1987

** Lectures concerning the topic, given in the Budapest Branch of the Hungarian Geological Society:

— The ore and accessory mineral composition of copper ores at Recsk on the basis of the analysis of deep-level borehole samples (1984).

— A method for the evaluation of results of exploration in the mine at Recsk (1985).

— Tectonic conditions of non-ferrous and blackmetal mineralizations in Hungary (1985)

*** The paper was prepared at the request of the Hungarian Geological Institute accepting the call of the Hungarian Geological Society.

— Regional metasomatism and its relation with mineralization; exocontact and ore-environmental alterations in regard to composition, morphology and zonation, horizontal and vertical zonation and ore body axes;

— Morphology and internal structure of ore bodies (structure for ore bodies of porphyry copper deposits);

— Ore composition, polymetallic and mineral;

— Zonation of mineralization; zonation in regard to the distribution of the elements of accessory components.

A description of other relationships and characteristic features are included in the description of the porphyry copper ore type.

In the paper assembled, the skarn type copper and polymetallic mineralization has been characterized essentially on the basis of the knowledge associated with the deep-level deposit of Recsk (due to the insufficient amount of material, other deposits are not described).

Introduction

Skarns are coarse-grained Ca-Mg-Fe-Mn silicate rocks which developed from carbonate rocks, by the effect of igneous contact or connections, by contact-metamorphism, metasomatism or bimetasomatic processes. Ore deposits with their deadrock consisting of skarn minerals called skarn ore deposits.

Skarn development is connected, usually in longlasting processes, with high-temperature igneous activity. Their later connection with hydrothermal systems is also normal, therefore the superposition of mineral assemblages developed in several subsequent stages is frequently observed.

Skarns are frequently classified according to initial rocks:

— *Lime skarns* developed from calcareous rocks, mainly from limestone and having Fe and Ca silicates as main skarn minerals, including andradite, hedenbergite, wollastonite, ilvaite, chlorite etc.;

— *Magnesium skarns* developed from dolomite and having Mg silicates as main skarn minerals, including forsterite, serpentine, amphibole, phlogopite, humite etc.

In regard to utilizable metal content the skarn ore deposits are divided into Fe-, W-, Cu-, Zn-, Pb-, Mo- and Sn-deposits (Table 1).

Calcium and magnesium skarns contain iron and tin ores alike. For the rest of metals only calc-skarns are known, thus a total of eight groups can be distinguished.

Let us discuss here the calcium-bearing Cu- and polymetallic (Zn-Pb) skarn deposits through the example of the non-ferrous ores of Recsk.

According to the geological environment and the mechanism of formation, some extreme types of skarn can also be distinguished.

a) *Skarnolites*: marble, limestone, shale-intercalated limestone. They were usually developed during the recrystallization of the rocks rich in metals, with no strange components introduced into the system by metamorphism.

b) "*Reaction-skarns*" or *bimetasomatism* = diffusion skarns can develop during the high-grade regional contact metamorphism, together with considerable rearrangement of elements.

c) *Primary skarns*: They were produced in response to the high temperature contact between carbonate rocks and the magma, including the considerable interchange of elementary components.

d) *Infiltration skarns*: (skarn, secondary skarn, substitution skarn) developed in a wide range of temperature, including most metalliferous skarns, during the period of contact coming about mainly between carbonate rocks and hydrothermal systems (fluids), accompanied by a considerable replacement of elements.

The genesis of skarn ore deposits were formerly linked with various evolutionary periods of the geosynclinal development (SMIRNOV 1976). However, today plate-tectonic considerations are coming into prominence (SILLITOE 1972).

Oceanic island arc, involving near-trench volcanic arcs with basaltic—andesitic rocks and “Early Orogen” gabbro-granodiorite intrusions linked, in the calcareous environment with *Fe-skarns* rich in lime.

On the continental margins, connected with the crustal plate, associations of granite, granodiorite, and quartzmonzonite plutons are present, with great depths of formation (5 to 15 km), coarse-grained batholiths and widespread metamorphism. *W*, *Cu* and *Mo skarns* are typical, and farther away *Zn-Pb skarns* are also of significance.

“Late Orogen” At small and medium depth (1 to 6 km) granodioritic, quartz-monzonitic, porphyritic stocks were developed with volcanites of the same age. Smaller but intensively metamorphosed areas are characterized by the presence of *Cu*, *Cu-Fe* and *Zn-Pb skarns* with enriched *Mo*, *Au* and *Ag* contents.

“Late Orogen — Post-Orogen” Skarns linked with porphyry copper deposits (structures) are typical. During the tectonic phase subsequent to the subduction the magma stretching towards the continent is more and more mixed with crustal material, too.

a) The influence areas of igneous activity yielding rocks of granite—quartz-monzonite composition are linked with *W* and *Mo skarns*, including a remarkable assemblage of *Cu* and *Zn* elements, and predominantly a linkage with *Bi*, *Pb*, *Ag* and *Au*.

b) The coarse-grained, pegmatitic, greisenized facies of the late orogenic granitic plutons are connected with *Sn-skarn deposits*, accompanied by the enrichment of *Be*, *B*, *F*, *Bi*, *W*, *Cu*, *Zn*, *Pb*, and in some cases, *U*.

The distribution in time and space of skarn ores has been treated in a detailed study in Japan (SHIMAZAKI, 1980), where skarn deposits are linked with an Upper Cretaceous—Eocene sialic island arc, where

— the granodiorites developed in the areas on the oceanic side during a period 95—60 Ma are linked with *Cu* and *W-skarns*;

— During a period of 60—40 Ma, toward the interior of the craton, quartz-monzonite porphyry bodies of subvolcanic position containing *Zn-Pb skarn ores* are predominant, whereas for the subsequent period granitoids with *Mo ore deposits* are characteristic.

The situation outlined before is regarded as results of a tectonic displacement system rather than as a subductional system with long lifetime.

Based upon an outlined knowledge of skarn ore formations in the Carpathian—Balkan region it seems to be recommended and necessary to study regularly the Upper Cretaceous — Eocene igneous rock formations in which rock members of the given age including the connected *skarn-type copper-and-polymetallic ore deposits* can be traced from Sredna Gora through Timok, Banat, the Apuseni Mts as far as Mátra Hill, and the porphyry copper ore deposits are characteristic. (Table 2).

Calcareous—Cu skarn deposits

The calcareous—Cu skarn can be divided into two groups, namely the group of skarns directly connected with the porphyry copper ore deposits and the group of skarns connected with intrusions devoid of ore.

1. The major part of copper ore deposits of skarns connected with *the porphyry copper ore deposits* are found in a porphyritic zone exposed in North America, and in South-East India.

However, some skarn copper deposits in the Carpathian—Balkan zone (Recsk, Sasca, Moldova Noua) can also be assigned to them.

The igneous (porphyritic) rocks of this type are quartz-monzonite, monzonite and diorite appearing as small-intrusional stocks, including typical forms of internal alterations accompanied by the pertaining association of elements (Table 3). Rather remarkable ore reserves ranging from 30 to 400 million tons are connected with the deposits of this type, at a relatively low Cu content of 0.7 to 1.0%.

2. Copper skarns connected with ore-free intrusions occur at several sites in the large structural zones of the world, for example, in Japan (island arc), North, Middle and South America and Asia. As for the Carpathian—Balkan zone, Malko Tirnovo in Bulgaria is to be assigned to this group (Table 4).

Igneous intrusions of deposits include: granodiorite, quartz-monzonite, diorite.

The major part of metasomatic processes concerned the calcareous rocks but volcanic complexes are also included in the mineralized rocks.

The deposits of the formations are not large but they have high metal content, with reserves ranging from 1 to 50 Mt at a Cu content of 2.0 to 3.0%. Precious metals are also frequently enriched and additional elements such as W, Bi, Zn, Pb and Mo are also of importance.

Calcareous polymetallic ore skarns (Zn-Pb)

The calcareous polymetallic skarns are also in close connection with large structural belts. Their development is related rather to the Late Orogenic tectonic phase of the continental margins (Table 5).

Intrusions usually have acid composition, containing granite, granodiorite, rhyolite (dyke), quartz-monzonite, quartzdiorite, dacite. Skarn rocks subjected to intensive metasomatism include mainly limestone, shale, quartzite, schist but in some cases metamorphic rocks include skarn polymetallic deposits.

Mineralization of skarns can be frequently traced at the lithological boundary of direct contacts, usually following the tectonic lines and structural formations. Skarn-type polymetallic deposits distant from the igneous connection are also frequent, particularly in favourable sedimentological situation, in wellstratified rocks, in the form of "stratotype deposits."

Skarn polymetallic mineralization occurs in deposits of different amounts ranging from 0.1 to 30.0 million tons, and includes, an addition to the dominant Zn, Pb (Cu) metals, also a remarkable amount of Ag, Fe (pyrite,), Sb and As.

A triangular diagram to illustrate the skarn copper and polymetallic mineralization is presented here to show that the Cu-Zn ratio is also indicative of the position of mineral genetics (Fig. 1). Particularly, in the case of skarn polymetallic mineralization associating with the porphyry deposits it can be stated that getting away from the igneous body (Bingham) from the diorite porphyry (Recsk) i.e. from the skarn zone, copper is gradually replaced by zinc (Fig. 2).

I/C Contact-metasomatic (skarn) copper-and-polymetallic mineralization in the Carpathian—Balkan region

Regional tectonic structures influencing the orebearing igneous formations and the mineralization

As far as the skarn-type copper-and-polymetallic mineralizations are concerned, a paper included in Part Two of Theme COMECON I. 16 (Oct. and Nov. 1983) including a description of Sasca Montana, Romania (pp. 186—187) and Trepča, Yugoslavia (pp. 186—187) and the study of the Recsk deposit are available.

Skarns bearing copper and polymetallic mineralization described from the area of the Carpathian—Balkan region include the following deposits:

Cu-skarn: Recsk (Hungary); Sasca Montana, Moldova Noua (Romania); Malko Tirnovovo (Bulgaria)

Polymetallic skarn: Recsk (Hungary); Ruskica, Dognacea (Romania); Trepča (Yugoslavia).

The skarn ore deposits in the Carpathian—Balkan region are attached to the Laramian Late Cretaceous — Eocene phase, comprising dioritic — granodioritic areas and are everywhere in close connection with the structural zone or fault zone being decisive of the igneous activity. Usually multi-stage mineralization is observed in the deposits. A precondition for the development of skarn ores was also represented by the contact-metasomatic alteration of the igneous contact zones. Deposits of this kind are known in Poiana Rusca, Banat, the Mátra Hills, the fault zone of Darnó, the Vardar zone and at Trepča.

In Hungary the Upper Eocene volcanites can be traced in a length of some 500 km along the Balaton—Darnó line by intermediate stratovolcanic members as well as in the deeper zones of Recsk by the appearance of intrusive porphyritic diorite.

The effusive stratovolcanic andesite series of Recsk lying over diorite porphyry present in the form of small intrusive bodies, having the main role in mineralization, were developed at certain sites along the SW—NE trending Darnó structure line intersecting the eastern limb of the Mátra Hills and stretching on in the foreland of the Darnó Hill, and along NW—SE orientated structural lines (Fig. 3).

The similar igneous formations sporadically observed in the above-mentioned range but also observed at other sites can be represented as a volcanic island arc which was formed by the landlocking of certain parts of the Tethys when microplates of African and European origin were in contact.

As for the basement of the volcanic zone, sequences being characteristic of oceanic crust (Igal—Bükk geosyncline) cover it at its southern part, and sequence characterizing a continental crust (Mesozoic Midmountains) overlies it at its northern part. The northern Tatrída block points to African facies and faunal relationships, whereas the southern Tisia block indicates European-type facies and faunal relationships.

The igneous series dominating the non-ferrous metal deposit of Recsk consists of multi-stage small intrusive diorite porphyry intruding, in the broken top part of the anticline, into the basement built mainly of calcareous rocks and subordinately of shale and quartzite as well as of multi-stage stratovolcanic andesite.

On the surface only a few members of the Upper Eocene stratovolcanic andesite are known. Included in them is a member which also contains enargitic-luzonitic mineralization on which the old mining had been launched.

The skarn-type copper-bearing and polymetallic ore deposits from integral parts of a uniform, multi-stage mineralization and are in complicated intergrowth with the porphyritic copper and the hydrothermal-polymetallic mineralization.

The diorite porphyry intrusion was explored by deep boreholes. No its cropping out at the surface is known yet.

The rest of skarn deposits in the Bánát zone were also developed in the contact-metasomatic zone of the small intrusions of the Laramian granodiorite (banatite). These intrusions including their contact-metasomatic zones can be traced, in several sites, from Oravita to Moldova Noua. The Oravita line, i.e. a lineament separating the Proterozoic—Paleozoic shales from the Mesozoic calcareous sequence is of major importance for the development of ore deposits. The intrusions can be found easterly from this lineament, toward the Mesozoic (Fig. 4).

Local tectonic structures controlling the formation of orebodies

As far as the genetics and the setting of the Recsk orebodies are concerned, various influencing factors should be taken into consideration including

- a) the structural elements of the sedimentary sequence;
- b) the elements of internal structures developed in response to magmatism counting also with the effects of metasomatic processes;
- c) later structures.

In the basement the following three Triassic members of nappe character can be distinguished:

- Shale, quartzite (upper) member;
- Limestone, quartzite (middle) and limestone (lower) member;
- Shale, quartzite (lower) member.

There is an unconformity surface between the members. The best-exposed middle member includes, in the deep structure, the limestone of great importance for the skarn development i.e. mineralization. This member is only slightly folded. Dips of 30–70° turn into dips of 20–30° when moving away from the intrusion of the upper member.

The main fault directions are NNW–SSE, NNE–SSW, N–S, E–W and were developed in the basement sequence exhibiting a slight doming. Along these main directions, as a whole, NE–SW orientated tracts are observable.

The diorite porphyry body intruded in tectonically preformed sites.

“Domes” were brought about by intruding magma. Subsequent collapses are responsible of brecciation and the cooling down has resulted in the appearance of fissures essential for mineralization.

The appearance of the diorite porphyry exposed so far in a width of 600 to 700 metres and in a length of 5 km along the strike, with veins branched off, had really been governed by the formerly developed structure and lithological conditions.

During magmatism, the rock structures and lithological conditions are of major importance to the effect that in calcareous rocks the area of influence of skarn-forming action is farther-peaching (Fig. 6).

The mode of occurrence of *orebodies is fundamentally pre-determined by the intrusion of diorite porphyry and its branches leading to a state brought about by the direct effect of contraction.*

After the intrusion had taken place, out of the subsequently developed structure lines some of ENE–WSW and NNW–SSE orientation are important since the post-magmatic activity was able to gain space in their direction.

The later, mainly post-Miocene fault system (NW–SE, NNE–SSW, N–S, NE–SW) has played a significant role in the development of the present-day state.

In summary: The direction of intrusional activity and metasomatic migration were pre-determined by early structures.

Under suitable lithological conditions the magmatic and post-magmatic effects were instrumental in the formation of a system of joints determining, in the discussed cases, the shape of skarn-type copper and polymetallic deposits.

*The petrochemical, petrological and geochemical features of the ore-bearing complexes;
the succession of development of various intrusional phases and facies;
the structural or textural features of magmatogenic formations;
the type, shape and dimensions of intrusions including the dates of their ages*

Basement rocks in the concerned Recsk area include: Middle Triassic shale, quartzite and limestone, and subordinately dolomite.

All the rocks included in this complex of threefold division sequence are properly identified. Their chemical and mineralogical features are listed in Tables 6 and 7.

As shown by the facial character of shale, limestone and quartzite, each member of the Mesozoic sequence points to a deep-marine environment of deposition.

The intrusive diorite porphyry filling the structurally preformed part of the Mesozoic sequence, and the overlying stratovolcanic andesite series are unifiable in the one and the same complex (Table 8).

The rocks of the five subsequent volcanic series had both been formed partly in terrestrial areas and partly in the sea. Their primary mineral composition is largely the same, with the exception made only for the ratio of the single components, and for the quartz and pyroxene also appearing as phenocrysts. The phenocrystalline components vary, in regard to their proportion, from 25 to 60% and consist of:

— plagioclase, 5 to 35%; hornblende, 5 to 25%; biotite, 0 to 10%; quartz, 0 to 5% and pyroxene, 0 to 2%.

Based upon the mineral components the following names are used for the different kinds of andesite: *amphibole-andesite*, *quartz-biotite-andesite*, *biotite-amphibole-andesite* and *pyroxene andesite*.

For each of the five stages of volcanism, a corresponding intrusive phase can be distinguished. However *diorite* porphyry belonging to the first phase is of major importance and represents the one to which the major part of porphyritic copper mineralization, the skarn mantle and the skarn copper and polymetallic ore deposits included therein are connected in the area explored.

The (a₂) diorite porphyry has the following primary mineral composition: 50% of plagioclase, 10 to 20% of amphibole and 1 to 5% of biotite. The matrix consists mainly of quartz. Members encountered in the intrusive bodies can be regarded as *tonalitic* (quartz diorite) due to the quartz content. In addition to the body-like appearance of porphyritic diorite (small intrusion) its appearance as veins is also important because rock alterations and mineralization can also be linked with them.

The magmatism is dated to be as old as 35.6 ± 2.5 Ma (late Eocene). The Sr⁸⁷-to Sr⁸⁶ isotope ratio (0.707) determined in the rocks points to the upper mantle origin of the magma.

In the five major bodies known hitherto the exposed thickness of diorite porphyry exceeds 500 m. These bodies can be identified in a 100 to 400 m wide space in a length of 200 to 1000 m along the strike, with the depth still undetermined.

The two-directional metasomatic processes have also acted on the intrusion, in which practically all zones of rock alteration have been recognized as distinguished by various authors (LOWELL-GUILBERT 1970, HOLLISTER 1978). These zones are as follows:

— Potassium zone (biotite, phlogopite);

- Propylite zone (quartz, amphibole, chlorite, calcite, anhydrite);
- Argillic zone (quartz, sericite, kaoline, illite) (Fig. 7).

The magmatism and post-magmatism as well as the developed ore-bearing structure have multi-stage mineralization which can be observed, in some areas, frequently in complicated intergrowth and superposition (Table 9).

Areally separated but frequently superimposed ore types identified in the deposit are as follows (Table 10):

- In the diorite porphyry intrusion and subordinately in its injectional zone: *porphyritic Cu-Fe-Mo ore*;
- In the skarn mantle, in contact-metasomatic rocks: *skarn-type Cu-Fe ore and skarn-type Zn-Fe-(Cu) ore*;
- In the sedimentary and volcanic rocks, hydrothermal—metasomatic orebodies and dykes *polymetallic Zn-Pb-Fe-Cu ore*;
- In the stratovolcanic andesites stockwork-type, massive sulphide (exhalation-type), *siliceous-stocky enargitic—luzonitic Cu-Sb-As-Au mineralization*.

A similar discontinuity in intrusion activity and mineralization can be observed e.g. in the Bánát areas where quartz-diorite—granodiorite—granodiorite porphyry intrusions as well as the final dyke section can be traced. The developed contact-metasomatic skarns and the superimposed mineralizations can also be separated.

Ore-hosting rocks and their influence on the concentration, development and type of mineralization

In the *wollastonite skarns* developed at the contact of the calcareous deposit and the intrusion (wollastonite, calcite, quartz, grossular, dolomite, serpentine) actually hardly any mineralization can be observed.

Massive *garnet-pyroxene skarn* (grossular, andradite, diopside, epidote, quartz, amphibole, calcite) which turn, farther off, into an infiltration type, are widespread in the boundary zone of the intrusional bodies. However, despite their frequent occurrence no considerable mineralization can be linked with them. Pyrite veinlets are frequent.

The most important host-rocks of skarn ore deposits consist of components of *pyroxene—amphibole skarn facies* (pyroxene, amphibole, epidote, plagioclase, anhydrite, calcite). These rocks appear in mass close to the contact but under favourable lithological conditions, e.g. on a thick one-time limestone bed or at the boundary of rock they stretch onto a greater distance. As for 52% of the rock samples examined statistically, copper attains the cut-off value, whereas 3% of the samples are ore-bearing at industrial level. This means that a major part of the skarn-type copper ore deposits is included in the rock type concerned.

The skarn-type polymetallic (in this case: Zn-Fe-Cu) ore deposits are also found, for the most part, in pyroxene-amphibole skarns (Table 11).

The *serpentine-quartzite* (serpentine, chlorite, anhydrite, calcite) also containing important deposits and representing one of the most widespread exoskarn rock is linked with the "high temperature" skarn facies laterally in a greater thickness and at the higher parts of the skarn mantle connected with the intrusion. As for this type, 53% of rock samples tested contain copper ore reaching or exceeding the cut-off value and the remaining 38% represents copper ore deposits with economic metal contents.

This aposkarn rock type can also be distinguished, in similar mineral composition, in the endoskarns within the diorite porphyry body, where it shows complicated intergrowth with other mineralized (porphyritic) rocks, therefore rocks of this kind of the endoskarn are also assigned, in practice, to the porphyritic ore bodies.

It should be noted here that, as shown by fissure study, the specific fissuring is the highest in serpentine-bearing quartzites (9 to 15 pcs/m), whereas this value is usually 5 to 7 pcs/m in exoskarns, 3 to 5 pcs/m in aposkarns and 6 to 9 pcs/m in copper deposits of mineralized skarns.

*Regional metasomatisms including their relationship with mineralization
exocontact alterations and ore-peripheral alteration;
composition morphology and zonation (horizontal and vertical zonation
with respect to the ore body axes)*

Within a range of approx. 200 km reckoned from the deposit there is no formation which has undergone regional metamorphism. Thus, in this case the metasomatic formations and processes linked with magmatism and known in the influence area of the *Recsk Andesite Formation* can be studied in regard to this set of questions.

The lithological pattern observed in the skarn mantle intertwining as surrounding the intrusion, i.e. the pattern of primary and secondary skarns makes it more difficult to furnish a unified sketch.

Horizontally the garnet-pyroxene skarns are usually frequent in the bends of the diorite porphyry intrusion, also along its thicker dykes and in its bays. These skarn types are rarely mineralized. Wollastonite contacts found under the same conditions are also devoid of ores.

In these rocks the trace of intrusion is followed, after 30 to 50 metres, by the pyroxene—amphibole skarn in which copper skarn deposits are found, on the side toward the intrusion, in a vertically repetitive arrangement, frequently including *intercalated skarn pyrite* deposits. However, it is also frequently observed that the compact, massive sulphide pyrite deposit can only be separated as a separate copper deposit, due to its increased copper content.

In the upper part of the skarn copper deposit Zn is enriched and more frequently also in lateral direction. Thus, fitting close to the Cu skarn, skarn-type *polymetallic deposits (Zn-Fe-Cu)* were developed.

The polymetallic ore-bearing skarns are frequently in contact with a sharp boundary with the accessory calcareous-quartzite rocks not subject to the contact. However, the contact can also be observed along zig-zag line when the always decreasing ore-bearing spots can even be observed along the contact in limestone country rock (Figs. 8 and 9).

Although it has not been exposed by concrete mining exploration covering a larger area yet, it is shown by the profiles that in skarns found at higher levels of the intrusion—along with a simultaneous narrowing of skarns—the skarn ore deposits get contracted, stretching out to a smaller distance.

Morphology and internal structure of ore deposits

As far as the morphological structure of skarn-type copper and polymetallic deposits are concerned it can be stated, based on observations made so far, that they are banded lenses and stocks of irregular shape, following the one-time structure of the host rocks.

Between the deposits there are also parts where they can be regarded as a “stratobound” deposit inserted by the thick-bedded one-time base rocks in practice, in limestone. This relates particularly to the skarn Zn-Cu deposits. There are also parts of the deposit which are almost symmetrically connected, as compared to the porphyritic diorite porphyry dykes, with both sides of the vein.

a) As shown by the survey using the same method, the *skarn copper deposits* are found in stocks each with an amount ranging from 26 to 1014 kilotons.

Dimensions of bodies are as follows:

In the direction of the strike — 5 to 150 m,

Width — 5 to 80 m,

Thickness — 2 to 40 m.

These boundaries were marked out with a cut-off value of 0,60% Cu. Using lower cut-off value allows us to outline larger bodies.

In the copper skarns the Cu content shows uneven, spotted, veined, banded distribution. As shown by penetrations of boreholes of different direction—after a few metres of outstandingly high (3 to 5%) copper content — the subsequent more enriched zones are interconnected by a slight dissemination.

This state is shown by a few longer penetrations of copper ore deposits included in various rocks. These deposits are found at different levels of the skarn mantle (Table 12).

The blocks of the assessed copper deposit have a Cu content ranging from 0.61 to 2.12%, and a Zn content varying from 0 to 1.84%.

b) As concerns the *skarn polymetallic ore deposits*, in this case the Zn-Cu-Fe deposits, blocks with an amount varying between 26 and 750 kilotons can be identified.

Dimensions of bodies are as follows:

Dimension in the direction of the strike: 5 to 150 m,

Width: 5 to 40 m,

Thickness: 2 to 30 m.

As for bodies with longer elongation, they are frequently connected with or fitted to a fault zone or a porphyritic diorite porphyry dyke.

The metal content of deposits show random variation. A some-m-thick part rich in ores (20 to 30% Zn) is followed by odisseminations with low ore content or it is the iron content included in the pyrite, and subordinately the copper content that integrates the orebody (Table 13).

The blocks have a Zn content varying from 0.94 to 9.16%, a Cu content ranging from 0.05 to 0.47% and a Pb content varying between 0 and 0.73%.

Other parts of the skarn mantle, e.g. the southern part of the area still not explored in detail, have a higher lead content.

As far as we know all data indicated here relate to a part of optimum development of the skarn mantle. As suggested by data of boreholes sunk from the surface a poorer development should be envisaged for other sites.

As for profiles taken in this zone of optimum development, the sectional surface of the entire skarn mantle is represented in the below-listed proportion by skarn deposit with the following filling:

19% copper skarn

4% polymetallic

5% pyrite.

In other areas this ratio should also be considered to be lower.

Mineral composition

It is recommended to study the mineral composition of skarn deposits, when combined with a review of the entire ore complex (Table 14).

In this relation the ore-mineral and accessory mineral composition is as follows:

I. Ore deposits of the contact-metasomatic, skarn mantle:

a) Mineral composition of skarn-type copper ore deposits:

Chalcopyrite — pyrite — pyrrhotine — sphalerite — hematite — magnetite — goethite — bornite — tennantite;

Quartz, garnet, pyroxene, (diopside), amphibole, (actinolite), epidote, chlorite, serpentine, plagioclase anhydrite, calcite, dolomite.

b) Mineral composition of skarn-type polymetallic deposits:

Sphalerite—pyrite—chalcopyrite—(galena);

Quartz, garnet, epidote, pyroxene, anhydrite, calcite, dolomite.

c) Mineral composition of skarn pyrite deposits:

Pyrite—magnetite—pyrrhotit;

Quartz, amphibole, anhydrite, calcite, siderite, dolomite. Further ore types of ore-bearing complexes of deep levels are as follows (for information):

II. Hydrothermal-metasomatic ore deposit of diorite porphyry intrusion:

a) Mineral composition of porphyry copper (molybdenum) deposit:

Chalcopyrite—pyrite—molybdenite—magnetite;

Quartz, amphibole, serpentine, chlorite, plagioclase, anhydrite, calcite, siderite, dolomite.

III. Hydrothermal ore deposits of the sedimentary and volcanic sequence:

a) Mineral composition of hydrothermal—metasomatic Zn-Cu-Pb deposits:

Sphalerite—galena—chalcopyrite—pyrite—hematite;

Quartz, anhydrite, calcite, siderite, dolomite.

b) Mineral composition of hydrothermal and dyke-bound ore deposits:

Sphalerite—galena—chalcopyrite—pyrite—tennantite;

Quartz, clay mineral, plagioclase, calcite, dolomite.

c) Mineral composition of stocky enargite—luzonite ore deposits:

Enargite—luzonite—galena—tetrahedrite—bournonite—pyrite—goethite—(native gold);

Quartz, clay mineral, zeolith, anhydrite, calcite, dolomite, baryte.

Some information about the mineral composition of mineral reserves assessed so far can also be given.

a) Copper skarns:

chalcopyrite 2.8 to 4.3%

sphalerite 0.2%

pyrite 25 to 30%

b) Polymetallic skarns:

sphalerite 3.7 to 9.4%

galena 0.8 to 2.5%

chalcopyrite 0.8 to 1.9%

pyrite 13 to 19%

As for the Recsk deposit, the „zonation” of mineralization is due to the position of the skarn mantle.

In the area of *Dognacea* in Banat a paragenesis with linear shifting from S toward N is encountered:

— Sphalerite—galena—pyrite—chalcopyrite;

— Pyrite—chalcopyrite;

— Magnetite—pyrite—chalcopyrite—hematite mineral assemblages also included.

As for the *Sasca Stinapari* area, here the position in relation to the contact as well as the temperature conditions of segregation are diagnostic of the ore paragenesis.

*Zonation of mineralization.
Zonation in regard to the distribution
of elements of additional components*

In the case of the Recsk deposit the zonation of mineralization is essentially determined by the areal position of

- the *Cu—Mo—Fe* mineralization located centrally in the *intrusion*;
- the *Cu—Fe* skarn copper ore, and *Zn—Fe—(Cu)* skarn polymetallic ore included in the skarn mantle and following the intrusion laterally;
- *Zn—Pb—Cu—Fe* mineralization (metasomatic) encountered in the deposits;
- *Cu—As—Sb—Au* enargite mineralization included in *stratovolcanic andesite*.

In accordance with this situation, of the main elements it is the copper that has a maximum areal concentration following the trace of the intrusion or the more intensively developed areas of the skarn mantle. This is bordered laterally by the maximum enrichment of *Zn*—shifted to some 150 to 200 m—and by the maximum concentration line of *Pb*—slightly shifted outwards therefrom. As for *Mo*, its enrichment areas are found in the periphery of porphyry copper ores and can be traced in spots. Sporadically, evidences of lithological control can also be observed (other intrusional phase) (Fig. 10).

In addition to the macroforms of zonation, also ore spots frequently with size of a few decimetres makes it possible to observe the *Cu*, *Cu—Zn*, *Zn—Fe—Cu* segregation order on the contact-metasomatic surfaces of skarn ore deposits, whereas the middle part of spots is filled with calcite, less frequently quartz or the original rock material.

As far as the *accessory* elements are concerned, they should be discussed, on one hand according to their distribution in the base rock and, on the other hand as regarding their distribution in the ore deposits.

Additional (trace) element content of host-rocks

In addition of the distribution of rock-forming and useful components, also the distribution of accessory elements has been examined in regard to the various skarn ore compositions in the rocks of the skarn mantle.

Enrichment with respect to the Clark value is, for each rock, as follows:

- at least 1000-fold: *Bi—Se—Te*
- at least 100-fold: + *Cd—As—Sb*
- at least 10-fold: + *In—Sn—Mo—Gd*
- over the average value: + *Co—Ni—Cd—Ti—Ge—Li—Be—Sr—Ba*
Sc—La—Pr—Nd—Sm—B

In regard to accessory elements the rocks and internal skarn of the intrusion exhibit a considerably lower rate of enrichment (Table 15):

- at least 1000-fold: *Bi—Te*
- at least 10-fold: + *Cd—In—As—Sb—Gd—Mo*
- over the average value: + *Co—Ni—Cd—Ga—Ti—Ge—Li—Be—Sr—Sc—Pr—Gd—Sm—B*

As for the areal distribution of each accessory elements, the chalcophile elements exhibit a definite enrichment in an outward direction, starting from the intrusion body. (*As—Sb—Bi—Se—Te*). This is also visible in the peripheric parts of skarn rocks, e.g. in serpentine quartzites, whose major masses are found on the external parts of the skarn mantle.

The average values obtained from the analysis of rare earth elements are, however, more considerable in the internal parts of the intrusion, in the centre, and their value is lower in the veins and breccias.

Accessory trace-element contents of skarn deposits

It is also recommended to study the distribution of accessory elements in the ore deposits in regard to the average values of useful elements.

As for the appraised mineral reserves, the enrichment ratio as compared to the Clarke's values of concentration:

- Cu — at least 150-fold;
- Zn — at least 190-fold;
- Pb — at least 400-fold;
- Mo — at least 70-fold;
- Re — at least 40-fold;
- Au — at least 20-fold;
- Ag — at least 170-fold.

The major part of chalcophylic elements forming the useful elements of ore deposits have a 150 to 190-fold rate of enrichment. With respect to this value, the enrichment of accessory elements is as follows (Table 16):

— *for the skarn copper ore deposits*

Cd-As-Bi-Se-Te

have—at least—100-fold enrichment;

— *for the skarn polymetallic ore deposits*

Cd-Sb-Bi-Se-Te

have—at least—100-fold enrichment;

— *for the skarn pyrite deposits*

Cd-Bi-Se-Te

have—at least—100-fold enrichment.

As for other ore types it can be stated that the diorite porphyry intrusion is poor in porphyry copper ore, trace elements with remarkable enrichment are only represented by: Bi-Se-Te.

In the sedimentary rocks and the hydrothermal ore deposits found in stratovolcanic members the accessory elements have a larger amount and a higher enrichment. That is how: Cd-As-Sb-Bi-Se-Te are enriched.

All these elements with high enrichment are assigned, without exception, to the group of chalcophil elements.

Observations from Banat, from the Sasca Stinapari area show that the accessory elements such as B-Ba-Sn-Ce-Co-Ni-As in the primary zones and Ba-Bi-Sn-Ce-Ni in the external zones are also of importance, in addition to the utilizable elements.

A BALATON ALJZATÁBA MÉLYÍTETT TÓ 24. SZ. FÚRÁS FÖLDTANI VIZSGÁLATÁNAK EREDMÉNYEI

CSERNY TIBOR*—FÖLDVÁRI MÁRIA*—IKRÉNYI KÁROLY*—NAGYNÉ BODOR ELVIRA*—
HAJÓS MÁRTA*—SZUROMINÉ KORECZ ANDREA*—WOJNÁROVITS L.-NÉ**

*M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.

H-1143

**SZIKKTI Budapest, Bécsi út 1126-28

H-1034

ETO: 556.55(439 Balaton)

T á r g y s z a v a k : kutatófúrás, üledékes kőzetten, tavi üledékek, ásványos összetétel, geokémiai vizsgálatok, Diatomaceae, spóra-pollen, Ostracoda, Mollusca, paleoökológia, paleoklimatológia, biosztratigráfia, holocén, felső-pannóniai, Balaton

A Balaton aktuálgeológiai kutatásának első fázisában — 1981—1986 között — 17 tavi fúrás mélyült. Közülük a Tó 24. sz. fúrás anyagvizsgálata történt meg a legrészletesebben, felhasználva az első 16 db fúrás mintavételezési és vizsgálati módszertanának eredményeit. A korábbiaknál nagyobb figyelmet szenteltünk az üledékek karbonáttartalmára, ásványtani—geokémiai és őslénytani vizsgálataira. Természetesen elkészültek a korábban már bevált, információgazdag szedimentológiai, talajfizikai vizsgálatok is.

A Tó 24. sz. fúrás komplex anyagvizsgálata és eredményeinek kiértékelése lehetővé teszi a holocén sekélytavi karbonátiszapok jellemzését, továbbá a tó és közvetlen környékének fejlődéstörténetében és az ökológiai viszonyaiban beálló változások nyomon követését.

Bevezetés

A Magyar Állami Földtani Intézet 1981 óta végez aktuálgeológiai kutatásokat a Balatonon. Ez a munka szervesen illeszkedik mind a földtani és anyagvizsgálati módszerek kutatásának és fejlesztésének témájába, mind az 1960-as években elkezdett, a Balaton és környékének komplex földtani kutatásába. Ezért a Balaton aktuálgeológiai kutatásának célja is kettős:

1. kiválasztani azt az anyagvizsgálati módszeregyüttest, amelynek segítségével a lehető legalaposabb jellemzését adhatjuk a sekélytavi üledékeknek, elsősorban tavi, szedimentológiai, környezetföldtani kérdések tisztázása érdekében,

2. megválaszolni a Balaton kialakulásának és fejlődéstörténetének még ma is nyitott kérdéseit.

Az eddigi kutatás két szakasza már lezárult, eredményeit közzétettük (MIHÁLTZNÉ, FARAGÓ M. 1982; CSERNY T. 1987; BODOR E. 1987; BRUKNERNÉ WEIN A. 1988; NAGYNÉ BODOR E. 1988; CSERNY T.—CORRADA R. 1989).

Az első szakaszban, mely 1986-ig tartott, 17 fúrás mélyítettünk a tó vizén. A fúrások rétegsorának anyagvizsgálatát ez idő alatt többször módosítottuk, szükség szerint bővítettük vagy egyszerűsítettük úgy, hogy optimális mintavétel-sűrűség mellett a lehető legtöbb kérdésre választ kapjunk. Voltak módszerek, melyeket elhagytunk (pl. szerves geokémiai), másokat megtrikáltunk (pl. geokémiai, talajfizikai) vagy éppen sűrítettünk (pl. Ostracoda-, pollenvizsgálatok). A kutatás első szakaszának módszertani tapasztalatai a Tó 24. sz. fúrás feldolgozásában, ill. az eredmények értékelésében tükröződnek.

A kutatás második szakaszának fő célkitűzése a tavi eredetű, holocén korú laza iszap vastagságviszonyainak meghatározása volt. Ezt geofizikai (szeizmoakusztikai és echográfós) folyamatos szelvényezéssel oldottuk meg. A mintegy 370 km összhosszúságú, a Balaton egész területét behálózó reflexiós szelvények kiértékelésének eredményeként elkészült a tó laza iszapjának vastagságtérképe és az aljzat szeizmosztratigráfiai-tektonikai térképe 1:50 000 méretarányban. A térképeket és azok ismertetését kutatási jelentés és két cikk ismerteti (CSERNY T.—CORRADA R. 1989 a, b).

Jelen dolgozatunk célja a Tó 24. sz. fúrás anyagvizsgálati eredményeinek és azok értékelésének közzététele.

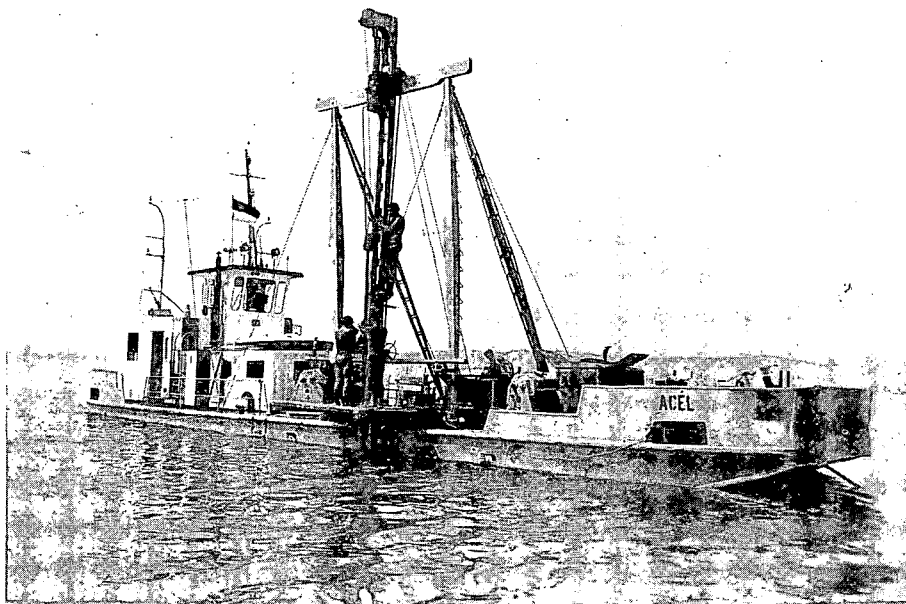
1. A fúrás rövid földtani jellemzése

A Tó 24. sz. fúrás a Tihanyi-félszigettől délnyugatra, a Kiliántelep—Balatonföldvár közötti képzeletbeli vonal közepe táján mélyült (1. ábra). Útve működő módszerrel, dupla falú magcsőben, dugattyús mintavevővel, 2 m-es kiépítésekkel szakaszolva vettük a mintákat. E célra a Közép-dunántúli VIZIG Siófoki Kirendeltségének „Acél” nevű cölöpverőjét alakította át (2., 3. ábra), és végezte el a mintavételezést az ATLAS Kiszövetkezet. 4,1 m mély víz alatt, az iszap felszínétől 9,85 m-es talpmélységet értünk el. A mintákat tartalmazó, 80 mm átmérőjű PVC-csövek mindkét végét paraffinnal légmentesen lezártuk. A mintavételezés mellett in situ méréseket is végeztünk, és pedig dinamikus szondázást és ellenálásmérést, melyek eredménygörbéje az 1. ábrán látható.



1. ábra. Helyszínrajz

Fig. 1. Layout



2. ábra. A KDT VÍZIG siófoki kirendeltségének „Acél” nevű cölöpverője fúróhajóvá alakítva.

Fotó: CSERNY

Fig. 2. Pile driver boat named „Acél” belonging to the Siófok office of KDT VÍZIG, converted into a driller boat. Photo: CSERNY

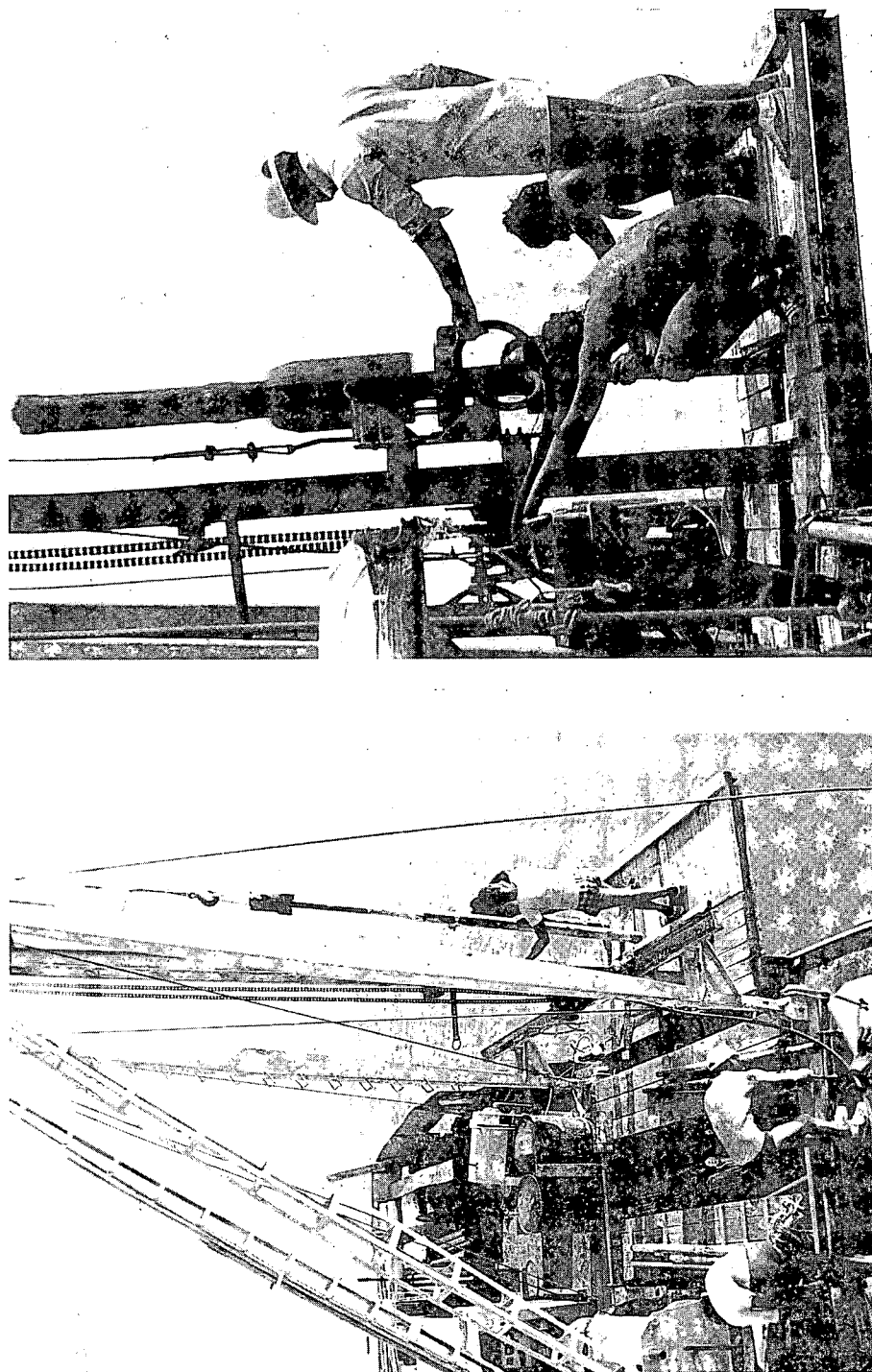
A mintákat tartalmazó műanyag csöveket a laboratóriumban körfűrészsel felvágtuk, a magot rezgőkéssel feleztük (4. ábra). A fotódokumentáció elkészítése után a fűrás felét formalinnal konzerváltuk, és légmentesen lezárva dokumentációs célra raktároztuk (5. ábra). A másik félcső anyagát a laboratóriumi vizsgálatokhoz, előzetes terv alapján, teljes egészében feldolgoztuk (6. ábra). A vizsgálatokhoz szükséges mintasűrűséget, mely a módszer milyenségétől függően lényegesen eltért, a korábbi fűrások eredményei alapján határoztuk meg.

A fűrás makroszkópos leírását, talajfizikai jellemzőinek ismertetését, a vizsgálatok földtani kiértékelését és összefoglalását CSERNY TIBOR, DTA- és röntgenvizsgálatait és értékelésüket FÖLDVÁRI MÁRIA és FARKAS LÁSZLÓ, a szervesetlen geokémiai vizsgálatokat és azok értékelését IKRÉNYI KÁROLY, a SCAN-vizsgálatokat WOJNÁROVITS LÁSZLÓNÉ, a palyológiai meghatározásokat és értékelésüket NAGYNÉ BODOR ELVIRA, az Ostracodákét SZUROMINÉ KORECZ ANDREA, a diatomákét HAJÓS MÁRTA, a malakológiai vizsgálatokat KROLOPP ENDRE végezte.

A fűrás rétegsora

Holocén

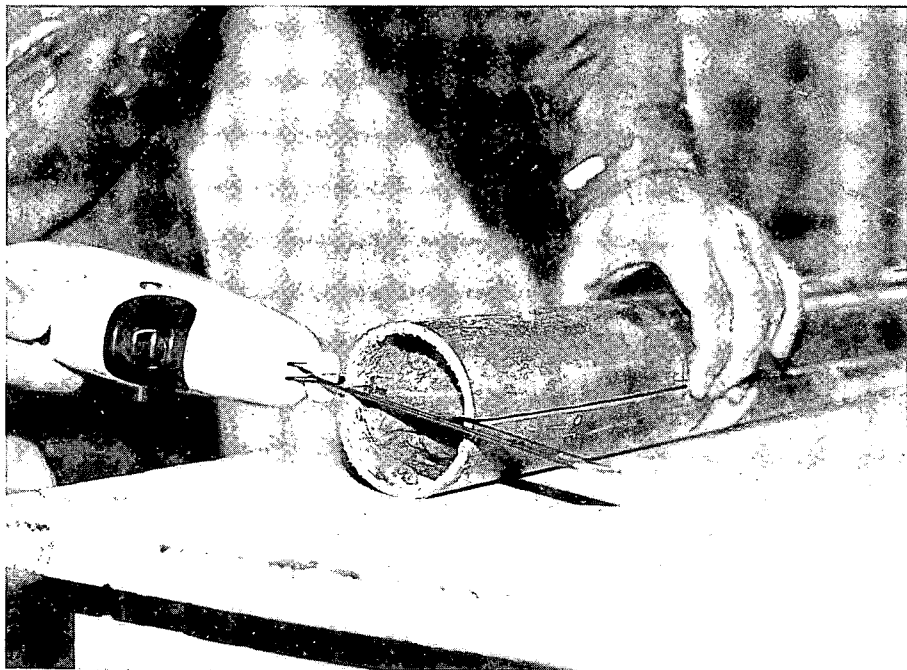
0,00–3,10 m: agyagos mészszip (szemcsemérete alapján agyagos kőzetliszt). Színe szürke, 0,4–1,2 m és 1,95–2,35 m között világosabb. 1,4–1,5 m között növényi maradvány, 2,8 m és 3,1 m mélységben Mollusca-héjak feldúsulása található. A képződmény nedves, lágy, a mélység felé fokozatosan tömörödik.



3a, b. *ábra.* Az üve működő fúró dugattyús mintavevőjével 2 méteres szakaszokban vették a mintát az Atlasz Kiszövetkezet szakemberei.

Fotó: CSERNY

Fig. 3a, b. Sampling at intervals of 2 m by experts from Co-operative „Atlasz”, using a piston sampler. Photo: CSERNY



4. ábra. Magcsőfelezés rezgőkéssel. Fotó: CSERNY

Fig. 4. Halving of core barrel, using a vibratory blade. Photo: CSERNY

- 3,10—3,40 m: finom homokos, meszes kőzetliszt (szemcseösszetétel alapján kőzetliszt).
 3,10—3,28 m között a réteg növénymaradványos, drapp színű.
 3,30—3,40 m között a képződmény szürke, és dolomitkavicsot tartalmaz. A kavics a Balaton északi partjáról származik, közepesen koptatott, 0,5—3,0 cm átmérőjű.

Felső-pannóniai

- 3,4 —4,1 m: kőzetliszt, szürkéssárga, sötétszürke csíkokkal, enyhén mikrorétegzett.
 3,6—3,7 m között finom homokos betelepülés, itt csillámos és Mollusca-héj-töredékes. Az előző rétegeknél tömöttebb.
- 4,1 —5,45 m: kőzetliszt és agyagos kőzetliszt enyhén kifejezett mikrorétegzett váltakozása, szürke, kékesszürke árnyalattal, 4,10—4,67 m és 4,85—4,92 m között zsíros fényű, agyagos kőzetlisztréteg látható. A kőzetlisztes rész erősen mikrocillámos. A réteg nedves, igen tömött, kemény.
- 5,45—5,6 m: kőzetlisztes homok, lefelé a szemcse fokozatosan durvább. Okkersárga, mikrocillámos.
- 5,6 —7,0 m: agyagos kőzetliszt és kőzetliszt mikrorétegzett váltakozása, 5,6—5,75 m; 6,1—6,3 m és 6,75—6,90 m között vastagabb kőzetliszt-betelepülés látható. Szürke, sötétszürke és okkersárga sávokkal. Enyhén mikrorétegzett, tömött, kemény.
- 7,0 —8,6 m: maghiány.



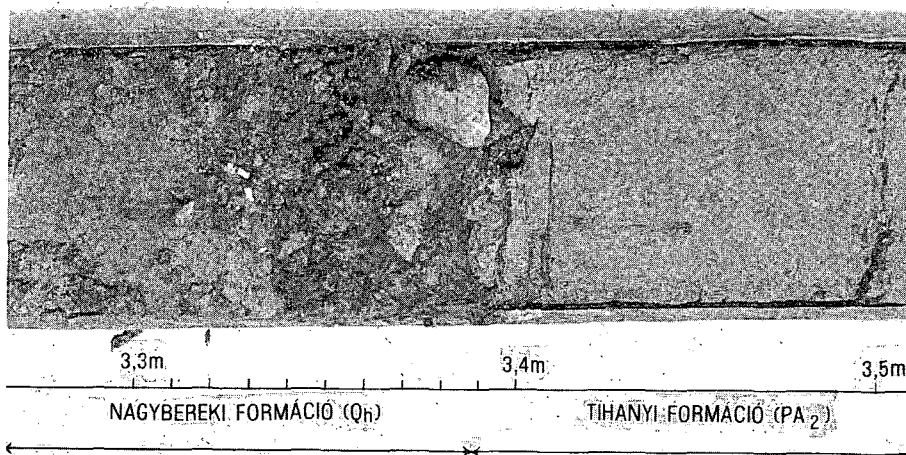
5. ábra. A megfeleztett, gondosan szétválasztott fúrómag fotózása, dokumentálása, egyik felének formalinos konzerválása és légmentes lezárása után elraktározása. Fotó: CSERNY

Fig. 5. Photographing and documenting of core cut into halves and carefully separated, with one half preserved in formol, sealed airtight and then stored. Photo: CSERNY

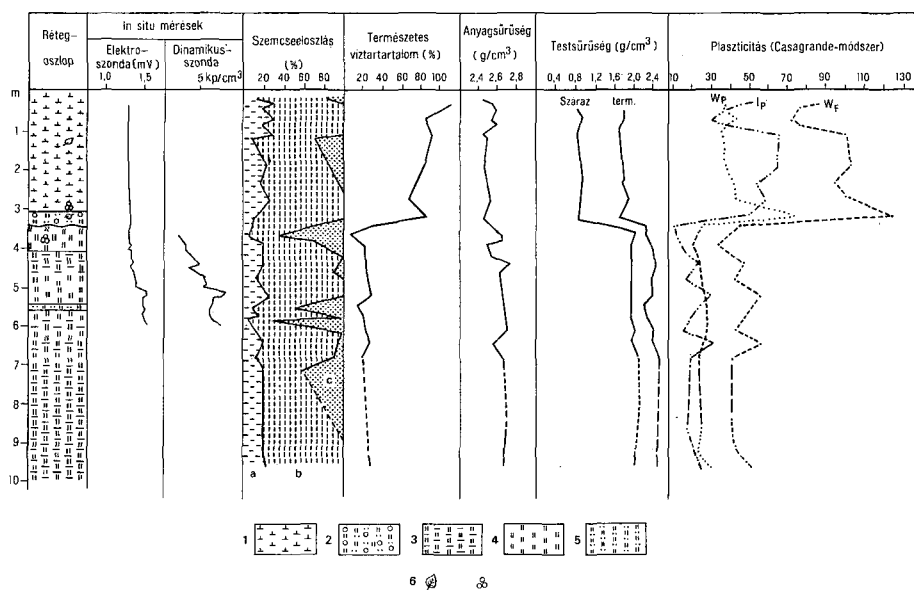
8,6 —9,85 m: agyagos kőzetliszt, 8,9 m körül vékony kőzetliszt-betelepülés. Kékesszürke, helyenként okker sávokkal. Enyehe mikrorétegzettség megfigyelhető. Tömött, kemény képződmény.

2. A harántolt képződmény fizikai paraméterei

A fúrás földtani szelvényét, az „in situ” mérések diagramját, a képződmények szemcseösszetételének és fizikai paramétereinek változását a mélység függvényében a 7. ábra mutatja.



6. ábra. A holocén–felső-pannóniai határ a Tó 24. sz. fúrásban. Fotó: CSERNY



7. ábra. A Tó 24. sz. fúrás közettani szelvénye

1. Agyagos mészszip, 2. kavicsos, finom homokos, meszes kőzetliszt Mollusca-héjakkal, 3. tömött, agyagos kőzetliszt, 4. tömött kőzetliszt, 5. kőzetlisztes homok, 6. növénymaradvány, 7. Mollusca-héjtöredék. — a. Agyag, b. kőzetliszt, c. homok

1. Clayey silt, 2. clayey silt with molluscan shells, 3. compact clayey silt, 4. compact silt, 5. silty sand, 6. plant remains, 7. molluscan shell detritus. — a. Clay, b. silt, c. sand

A feltárt holocén és felső-pannóniai korú képződmények *szemcseösszetételük* alapján nem választhatók szét. A holocén agyagos kőzetliszt a döntően kőzetlisztfrakció mellett 10–20% agyag (0,002 mm) és 0–20% homok (0,6 mm) frakciót tartalmaz. A holocén bázisképződmény minimális agyag (0–5%) és kőzetliszt (30–35%) mellett elsősorban finom és apró szemcsés homokból és dolomitkavicsból áll. A tő aljátát alkotó felső-pannóniai rétegek szemcseösszetétele a holocénhez hasonló képet mutat, 20–30% agyag, 60–80% kőzetliszt és 10–30% homokfrakció van jelen. Az alapvetően agyagos kőzetliszt összetételű rétegben 20–30 cm vastag finom homokos kőzetliszt rétegbetelepülést (homokfrakció 20–50%) figyeltünk meg.

A DTA- és röntgenvizsgálatok eredményei lehetővé tették, hogy az egyes frakciókat minősítsük. A holocén üledékek esetében az agyagfrakciót maximálisan az agyagásványok adják, míg a kőzetlisztfrakció teljesen, a homok részben, különböző karbonátásványból áll. Ezért a holocén tavi üledékek korrekci megnevezése agyagos mészsízap. A felső-pannóniai képződmények esetében az agyagásványok mintegy fele (20–25%-nyi) a kőzetlisztfrakcióban jelentkezik.

A szemcseösszetételt vizsgálva elmondható, hogy a pannóniai rétegek egy üledékciklus végét jelzik. Erre diszkordánsan települ a „cikluskezdő”, néhány cm vastag, holocén homokos kavics (elegendő anyag hiánya miatt ebből nem készült szemcseösszetétel-meghatározás), majd kőzetlisztes homok következik, és kőzetliszt valamint agyagos kőzetliszt fejezi be a sort.

Az üledékek *természetes víztartalma* és annak mélységgel történő változása jól tükrözi a rétegváltozást, rétegdizkordanciát és a szemcseösszetétel változását. A szemcseösszetétel szerint egyveretű holocén üledék természetes víztartalma a mélységgel fokozatosan 100%-ról 60%-ra csökken. A felszínközeli, 30–50 cm vastag réteg igen lágy konzisztenciájú szuszpenzió, vagyis a minta nagyobbik fele víz. Magasabb agyagtartalmú minták esetében — a kőzetlisztes vagy finomhomokos mintákhoz képest — néhány %-kal nő a víztartalom, mely az agyagszemcsék körüli jelentős kolloidburok víztartó képességének következménye.

Jelentősen és igen karakterisztikusan csökken a víztartalom a holocén—felső-pannóniai határon. A holocén bázisán a pszammit 10% körüli víztartalma a valósnál kisebb, ami a homok gravitációs víztartalmának a minta állása alatt végbemenet kiszáradásával magyarázható. A felső-pannóniai agyagos kőzetliszt víztartalma konstans a mélység függvényében, értéke 25% körüli. Ez az érték, mélyfúrások adataival összehasonlítva, több száz méteres pannóniai fedőréteg lepusztulását jelzi.

A mért eredményeknél megfigyelhető, hogy azonos agyagfrakció mellett a karbonát-tartalom növekedése a víztartalom csökkenését eredményezi, ami ugyancsak az agyagásványok nagyobb vízmeztartó képességével magyarázható.

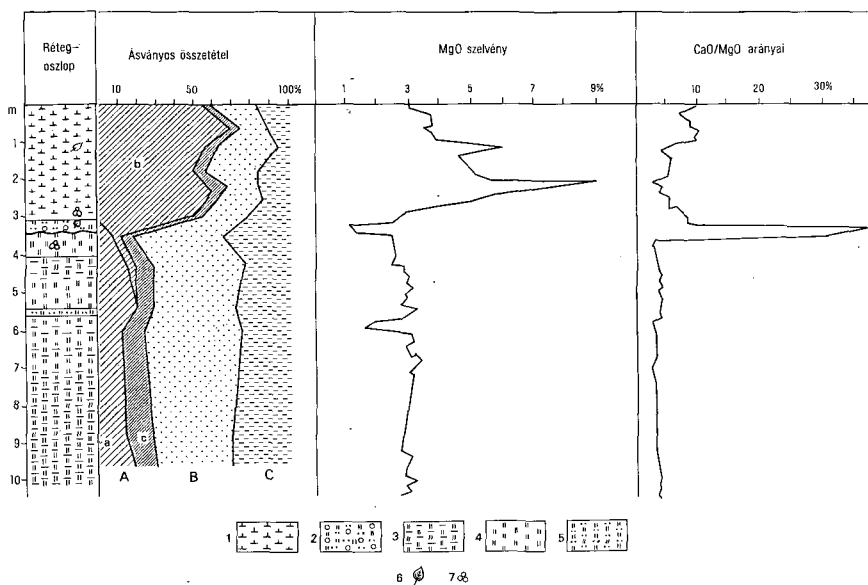
A magas karbonáttartalmú üledékek *fajsúlya* — kortól függetlenül — 0,20–0,25 g/cm³-rel kisebb, mint a törmelékes ásványokat tartalmazóké. Ez egyértelműen látható a holocén tavi üledékek (2,45–2,50 g/cm³) és a pannóniai lagúna jellegű agyagmárgák esetében. Nagyon egyértelmű a különbség a holocén és a pannóniai üledékek térfogatsúlyai (térfogatsűrűségei) között. A száraz állapotban mért (szobahőmérsékleten kiszáritott) térfogatsűrűség-értékek különbségei még karakterisztikusan jelentkeznek. A holocén képződményeknél a természetes testsűrűség 1,7 g/cm³, a pannonnál 2,5 g/cm³ körüli, míg ezek az értékek száraz állapotban 0,9 g/cm³ és 1,9 g/cm³.

A pelites képződmények *plaszticitási* értékeinek meghatározása is nagyon érdekes következtetések levonását eredményezte. Közel hasonló agyagfrakció esetében, de lényegesen különböző karbonáttartalomnál a holocén üledékek plasztikus indexének átlaga 60% körüli, a felső-pannóniai 25% körüli volt.

3. Ásvány-kőzettani vizsgálatok

A termikus és röntgendiffrakciós vizsgálatokat elsősorban azért végeztük el, hogy képet kapjunk a különböző korú és genetikájú üledékek ásványtani összetételéről, és megállapítsuk, hogy az üledékképződése során — a mélység függvényében — milyen összetételbeli változások és átalakulások mutathatók ki. A két módszerrel légszáraz állapotú mintákat vizsgáltunk egymással párhuzamosan, így az egyeztetett és itt közölt adatok megfelelő pontosságúnak tekinthetők. A tavi és az aljzatot alkotó üledékek ásványtani összetételbeli különbsége jelentős. Legfeltűnőbb módon a karbonáttartalom (8. ábra) és azok jellemző kémiai paraméterei (MgO és CaO/MgO arány) alapján válnak szét a holocén és pannóniai üledékek.

A holocén domináns ásványai a karbonátok, a réteg átlagos karbonáttartalma 66%. A karbonátásványok közül domináns az autochton kalcit. Ez a röntgendiffrakciós adatok, a kémiai elemzésből számított CaO/MgO arány és műszeresen meghatározott ásványos összetétel figyelembevételével számítottak alapján, több-kevesebb Mg-helyettesítést tartalmaz. A kalcit MgO-tartalma a holocén szakaszon belül két maximumot mutat (1,16–1,18 és 1,99–2,01 m). A MgO-maximumokon volna várható az ugyancsak autochton keletkezésű protodolomit esetleges megjelenése. A CaO/MgO arány alapján azonban nem feltétlenül szükséges protodolomit keletkezését várnunk, mert a számított MgCO_3 -tartalom 20–



8. ábra. A Tó 24. sz. fúrás ásványtani-kőzetkémiai összetétele

Az 1–7. jelkulcsok magyarázatát l. a 7. ábrán. — A = Karbonátok: a = kalcit, b = Mg-kalcit, c = dolomit. — B = Ásványtörmelék. — C = Agyagásványok

Fig. 8. Mineralogical—petrochemical composition of borehole section Tó 24.

For explanation to keys 1. through 7, see Fig. 7. A = Carbonates: a = calcite, b = Mg-calcite, c = dolomite. — B = Detrital minerals. — C = clay minerals

24 mol%. Ilyen mértékű helyettesítést a kalcitrács még képes elviselni, bár elképzelhető egy ennél valamivel alacsonyabb Mg-helyettesítésű Mg-kalcit és protodolomit egymás melletti jelenléte is. A holocénben normális (alacsony Mg-tartalmú) allochton kalcit a Mg-kalcit mellett nem jelentkezik.

A fent leírtaktól eltér a holocén bázisréteg (3,12–3,3 m) karbonát képe. Itt a minták kalcittartalma a legmagasabb, az alacsony Mg-helyettesítés mellett. Ez azonban csak a csigájában gazdag bázisréteget reprezentálja.

A pannóniai rétegekben (3,4 m alatt) a karbonátásványok mennyisége és jellege erősen megváltozik. Az átlagos karbonáttartalom 27%, melyet kalcit és dolomit képvisel.

A többi műszeresen kimutatott ásvány (kvarc, plagioklász, káliföldpát, muszkovit, klorit és montmorillonit) mind a holocén, mind a felső-pannóniai szakaszban jelen van. Első közelítésben mennyiségük alacsonyabb a holocénban, mint a pannóniaiban. Ha viszont a holocén autochton karbonátmentesre számított értékeit hasonlítjuk össze a pannóniai minták adataival, akkor feltűnik, hogy míg a többi ásvány alig mutat különbséget, addig a montmorillonit a holocén szakaszban jelentős, kb. kétszeres dúsulást mutat (1. táblázat).

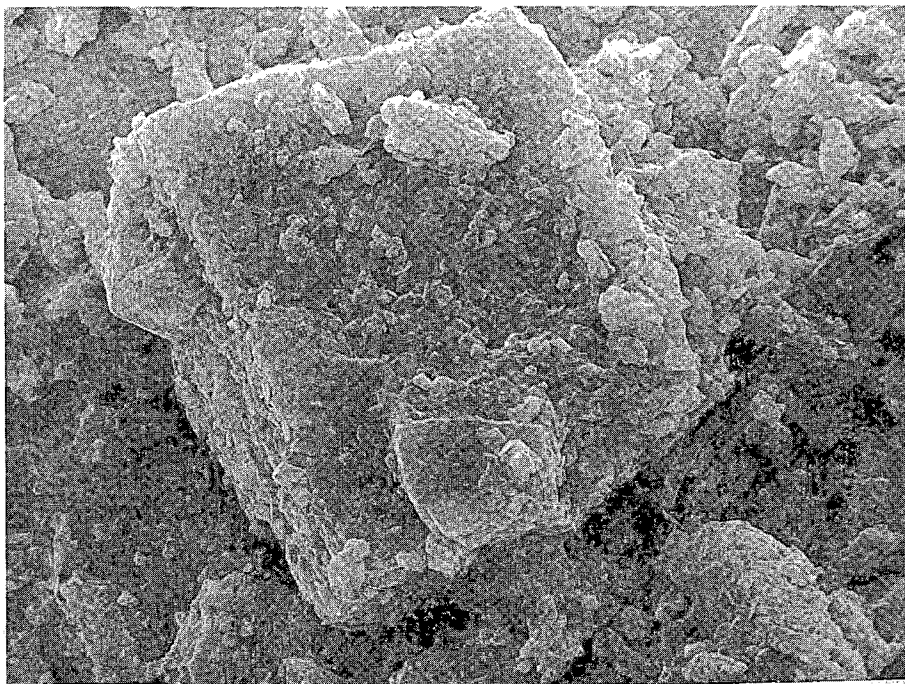
Átlagos összetétel (%-ban)
Average composition (%)

1. táblázat — Table 1

	Átlagos holocén	Mg-kalcitmentes holocén	Pannóniai
karbonát	58	14	27
dolomit	6	14	10
klorit	8	19	19
montmorillonit	7	17	9
kvarc	8	19	17
plagioklász	2	5	6
(illit)-muszkovit	12	29	25

A fentiek értelmezhetők úgy, hogy a holocénban és a pannóniaiban azonos összetételű háttérterület erózióbázisa volt a Balaton területe, viszont a montmorillonit relatív dúsulása megnövekedett nagyságú bazáltvulkáni terület mállására utal.

A SZIKKTI SCAN laboratóriumában megvizsgáltuk 2 db holocén minta ásványmorfológiai képét, és mikroszondával meghatároztuk az iszapban levő Mg-tartalmú kalcit, kalcit, dolomit, kvarc és pirit kémiai összetételét. A vizsgálathoz úgy vettünk mintát, hogy az reprezentálja a holocén üledék alját (2,55–2,97 m) és tetejét (0,21–0,23 m), és lehetőséget adjon bizonyos összehasonlítások elvégzésére a fiatalabb és idősebb holocén üledékek között. A száraz állapotú, ill. alkoholos diszpergálás után a mintatartóra preparált minták vizsgálata csak az agyagásvány-aggregátumok és az általuk beborított különböző ásványalakzatok körvonalainak megfigyelését tette lehetővé (9. ábra). Ezért, a feladat megoldása érdekében, a mintákat 0,14%-os Na-pirofoszfátos diszpergálás után szedimentációval frakciókra választottuk szét, majd a legmegfelelőbbnek bizonyult $d \leq 40 \mu\text{m}$ -es szemcsefrakciót vizsgáltuk JEOL JSM-35 típusú pásztázó elektronmikroszkóppal, illetve az ehhez kapcsolódó, LINK gyártmányú, 290 típusú energiadiszperz mikroanalizátorral. Ez utóbbi módszerrel a Na-nál nagyobb rendszámú elemekre tanulmányozható a minta kiválasztott pontjában a minőségi és mennyiségi összetétel.



9. ábra. SEM-felvétel a minta Na-pirofoszfátos diszpergálása és szedimentációs frakcionálása előtt

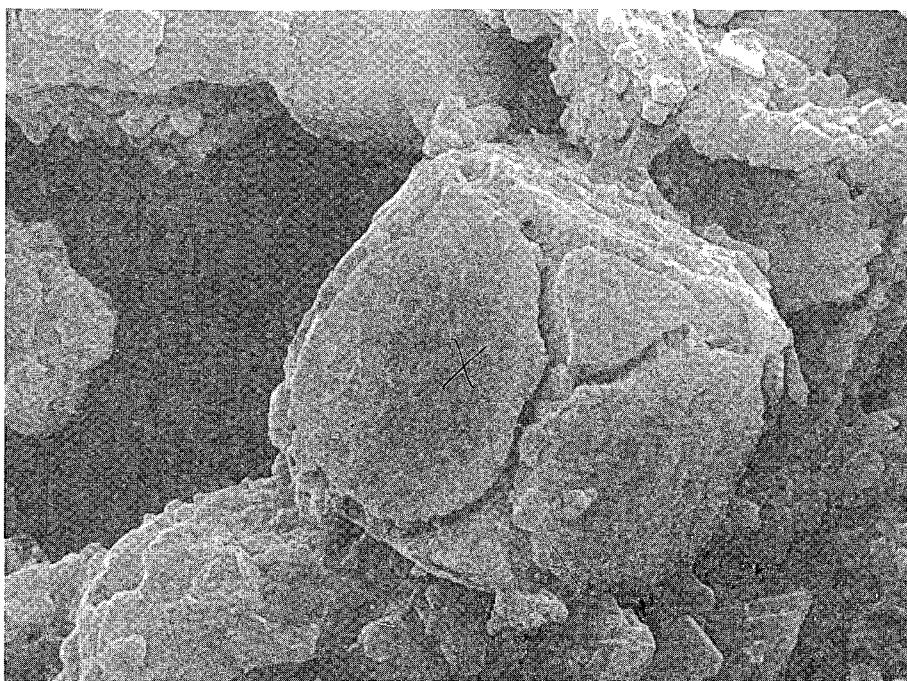
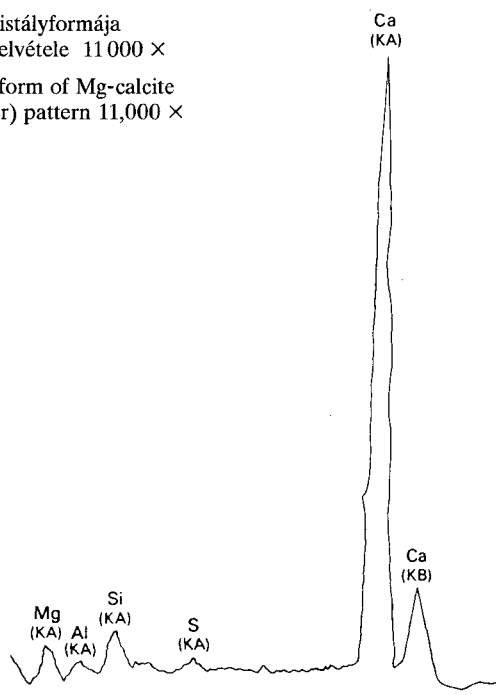
Fig. 9. SEM pattern taken prior to the Na-pyrophosphate dispersion and sedimentary fractionation of the sample

A 0,21–0,23 m közötti mintában a Mg-kalcit két tipikus morfológiája fordul elő: egyrészt a nagy „önálló”-romboédes kristályforma (10a, b. ábra), másrészt az ezek apró kristályaiból álló, szabálytalan alakú agglomerátumok (11a, b. ábra). A mikroszondás vizsgálatok alapján a kalcitban előforduló Al-, Si-, Zr-, Fe-szennyeződés minimális. A dolomit a lemezesen tagolt romboédes kristályformák többszörös kapcsolódása jellemző (12a, b. ábra). A pirit jellegzetes kocka alakú kristályait a 13a, b. ábra, az ezek halmazából álló, gömbszerű kristályagglomerátumát a 14. ábra mutatja, míg a kvarc tipikus textúráját a 15a, b. ábra szemlélteti.

A 2,95–2,97 m mélységből származó mintára a Mg-kalcit kisebb mennyisége és kevésbé kristályos morfológiája jellemző (16a, b.–17a, b. ábrák). A Mg-kalcitban és a dolomitban (18a, b. ábra) mikroszondás vizsgálattal – a fiatalabb mintához viszonyítva – több Si-szennyeződés mutatható ki. A piritre főként az oktaédes kristályforma (19a, b. ábra) jellemző, míg a kvarckristályok tipikus morfológiájúak (20a, b. ábra).

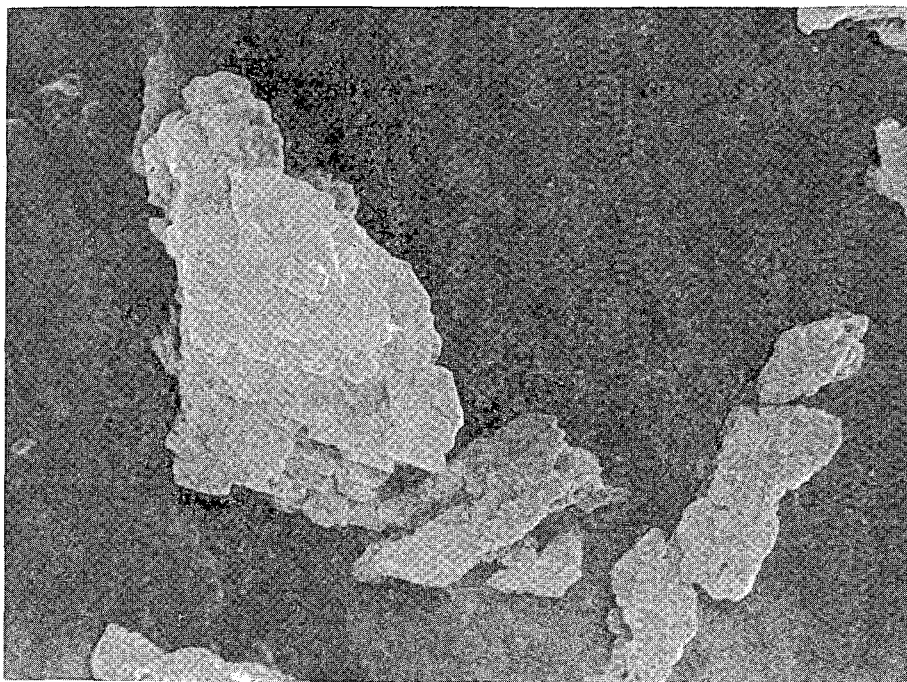
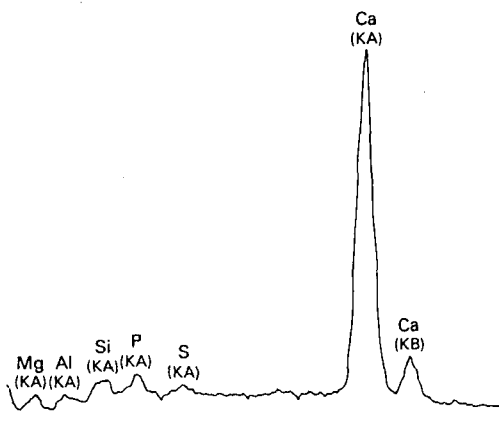
10. ábra. Mg-kalcit önálló romboédere kristályformája
és EDX (Energy Dispersive X-ray Analyser) felvétele 11 000 ×

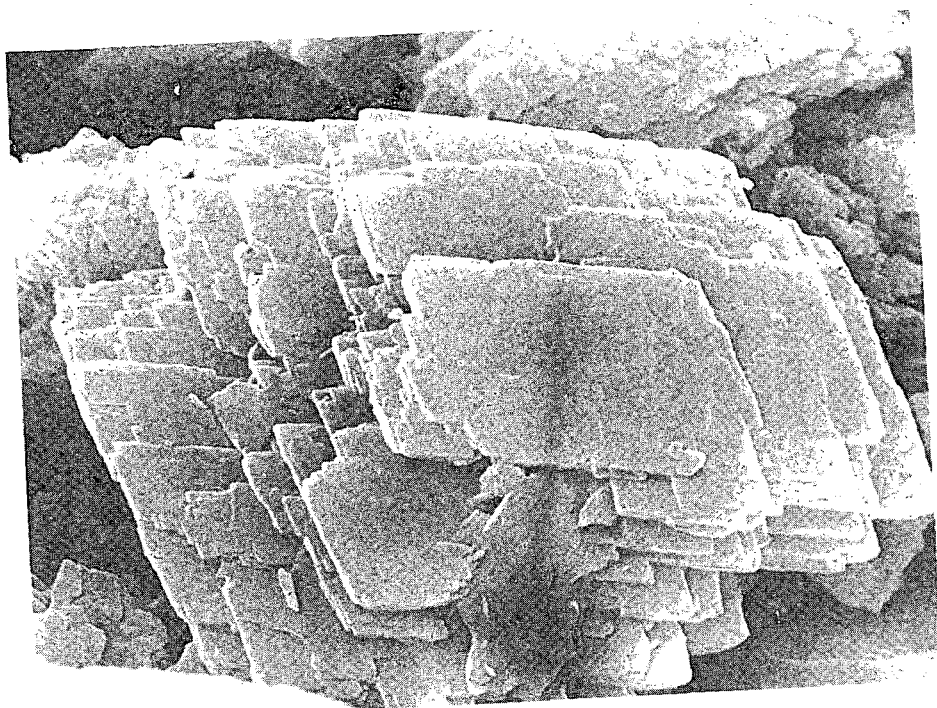
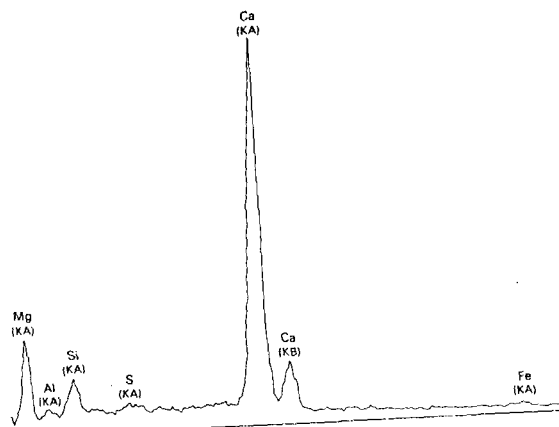
Fig. 10. An independent rhombohedral crystal form of Mg-calcite
and its EDX (Energy Dispersive X-Ray Analyser) pattern 11,000 ×



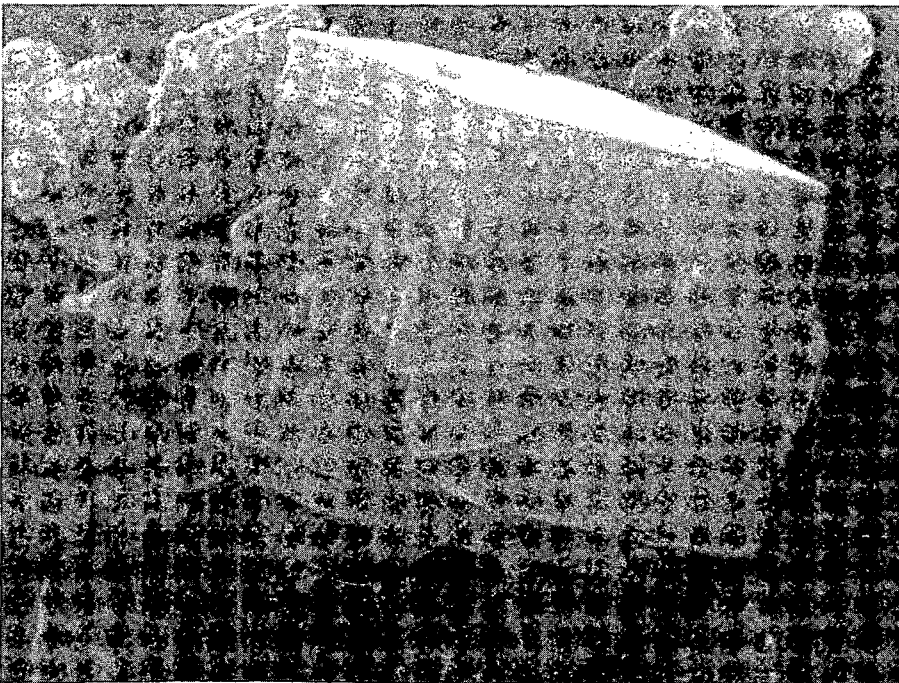
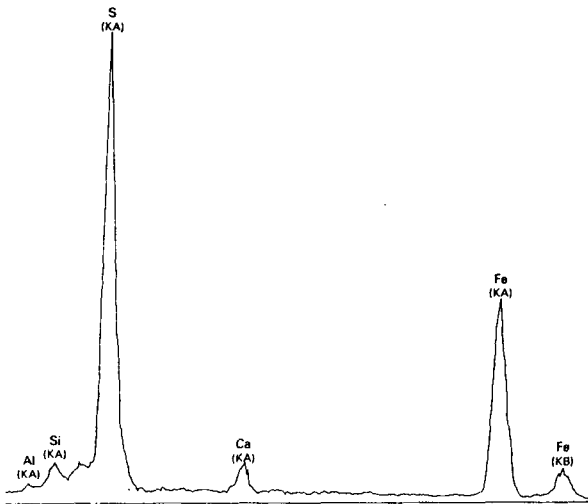
11. ábra. Mg-kalcit szabálytalan alakú agglomerátuma és EDX-felvétele 11 000 ×

Fig. 11. Agglomerate of irregular shape of Mg-Calcite and its EDX pattern 11,000 ×

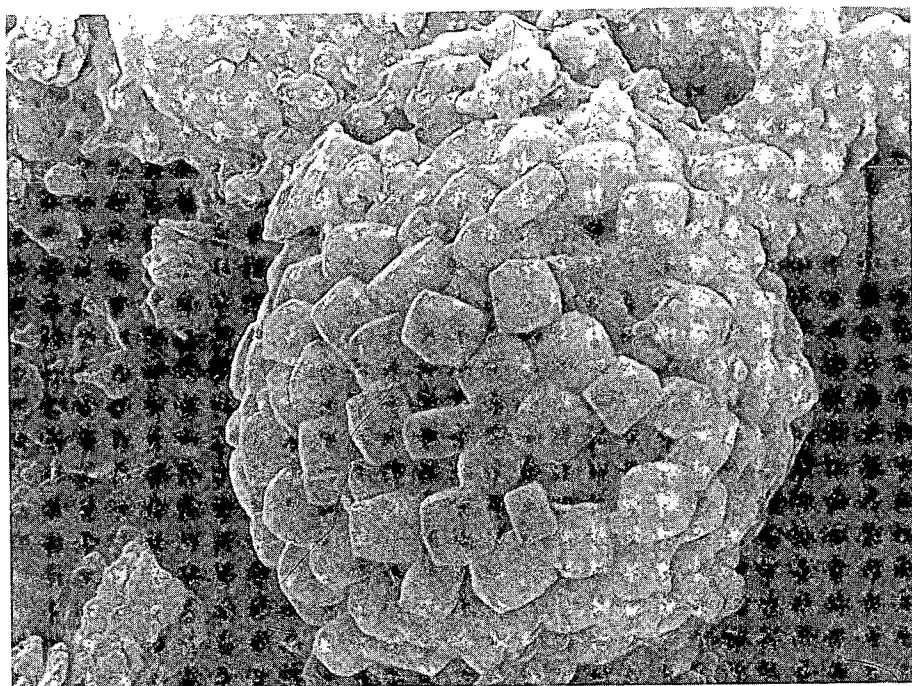




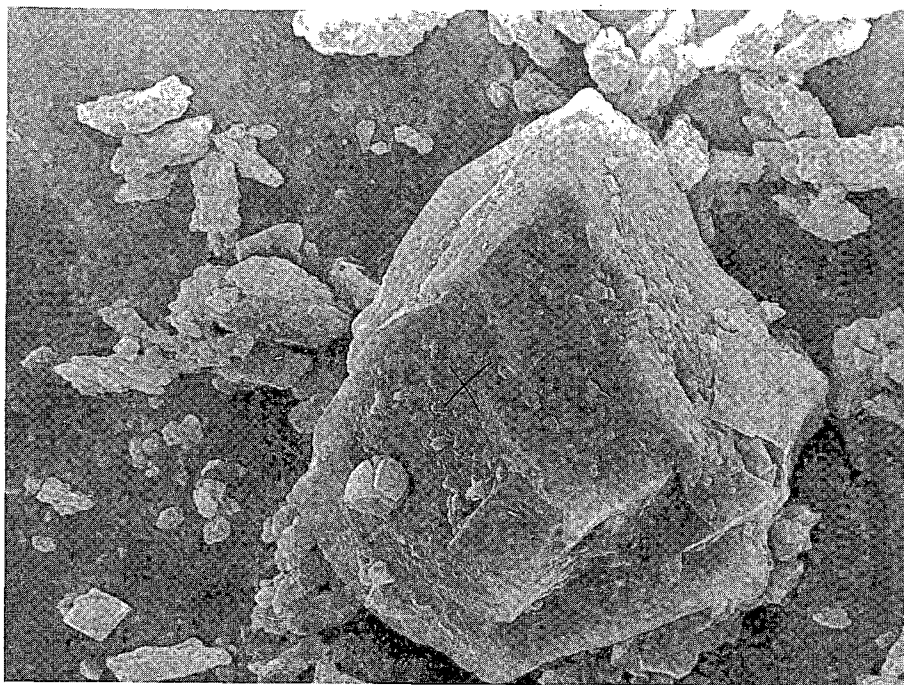
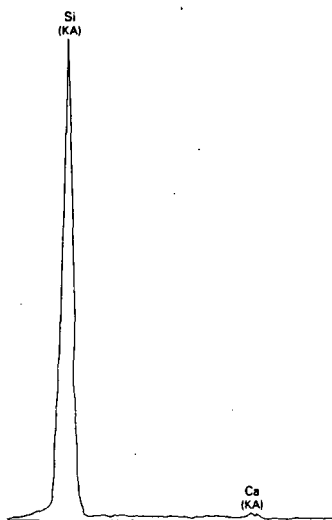
12. ábra. Dolomitkristály és EDX-felvétele 11 000 ×
Fig. 12. Dolomite crystal and its EDX pattern 11,000 ×



13. ábra. Hexaéderes piritkristály és EDX felvétele 22 000 ×
Fig. 13. Hexahedral pyrite crystal and its EDX pattern 22,000 ×

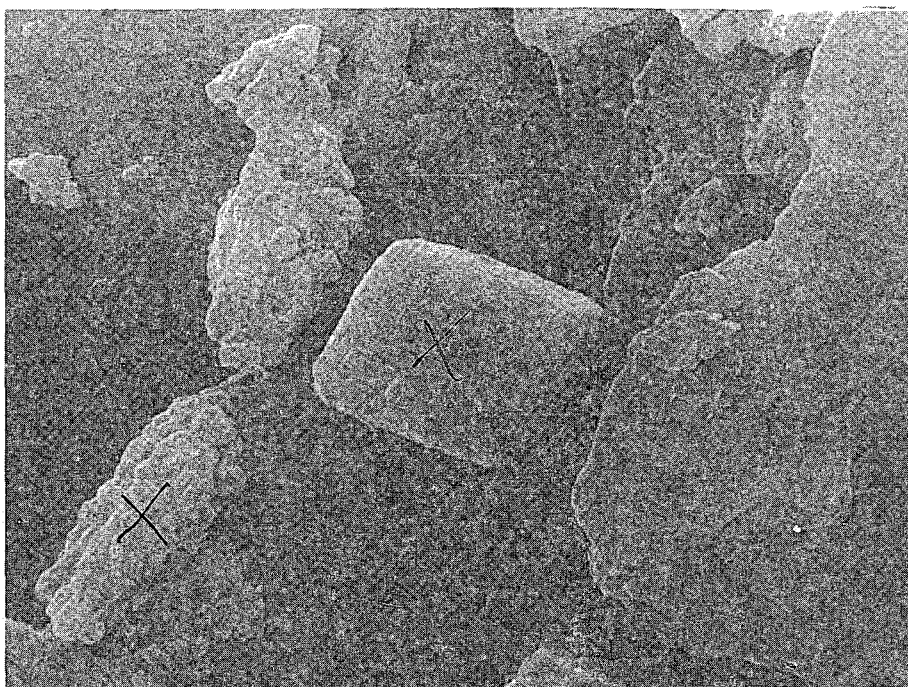
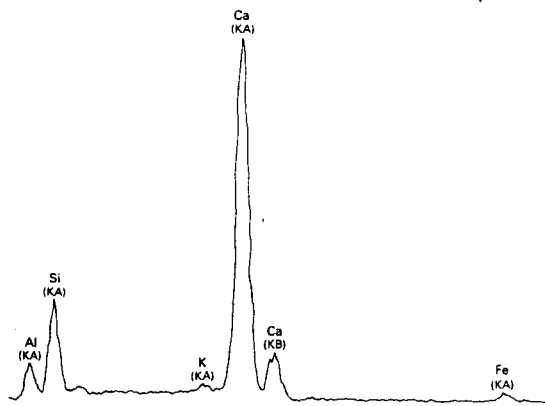


14. ábra. Framboidális pirit (hexaédres pirit egykristályokból) 11 000 ×
Fig. 14. Framboidal pyrite (from hexahedral pyrite monocrystals) 11,000 ×

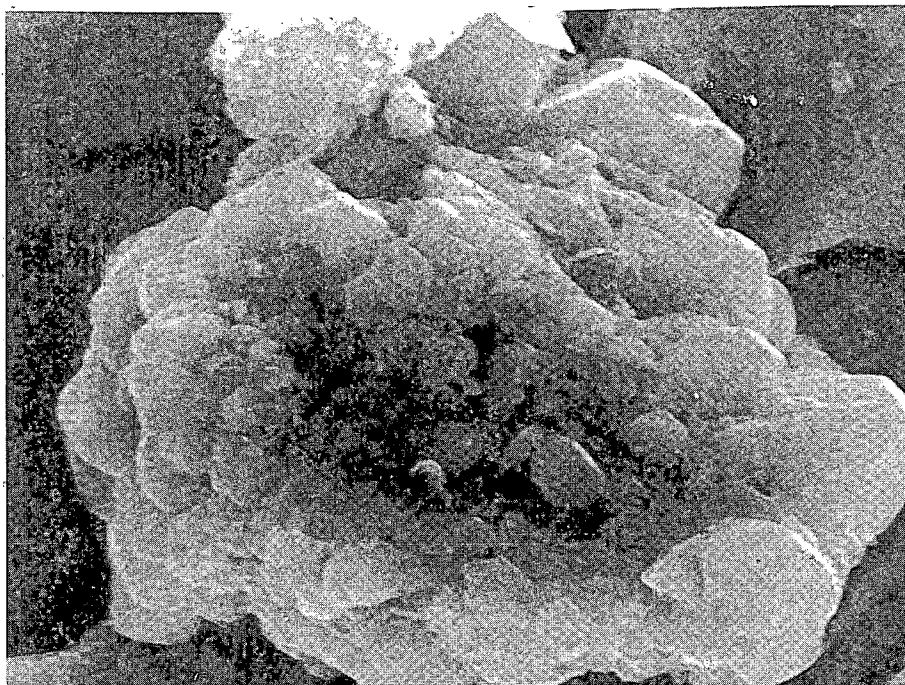
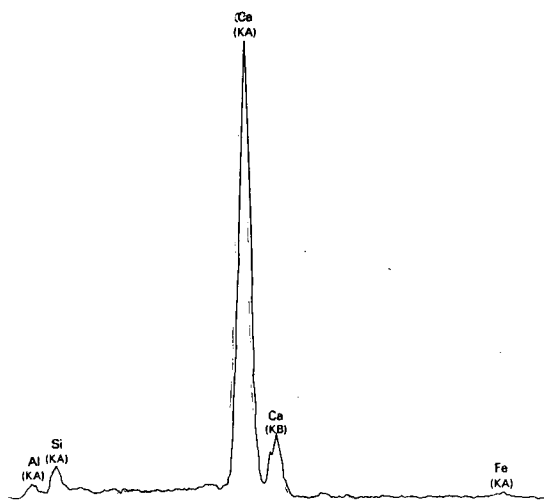


15. ábra. Kvarckristály és EDX felvétele 3300 ×

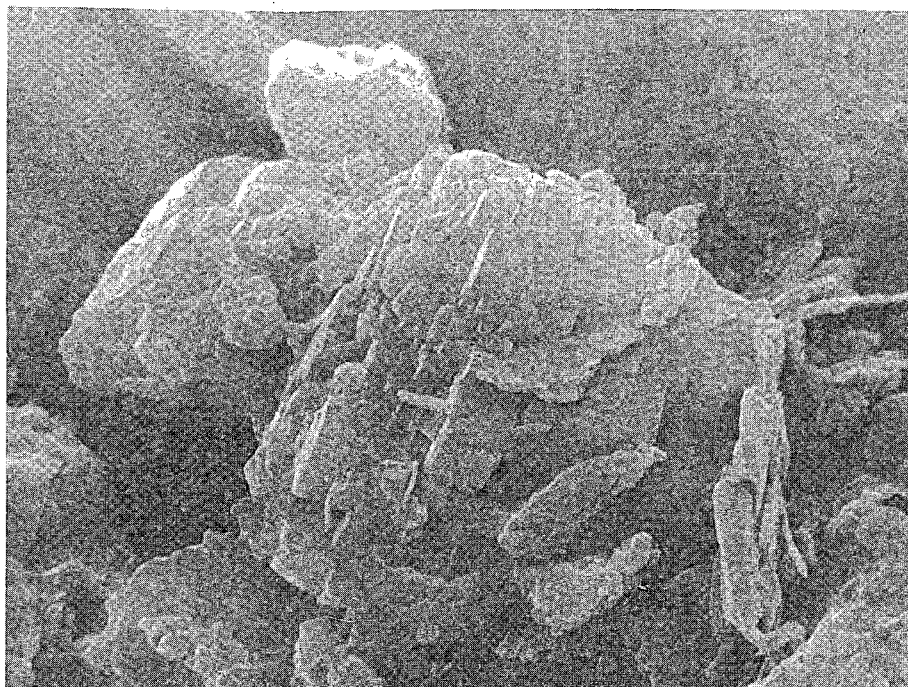
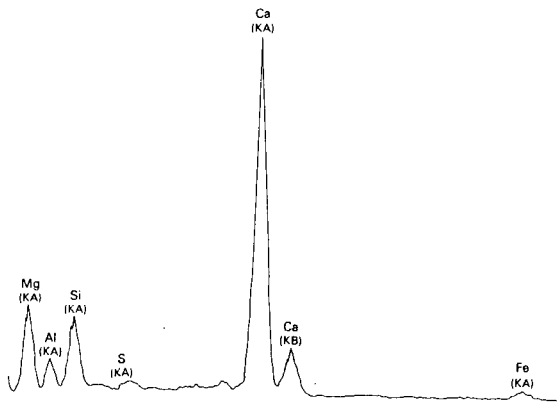
Fig. 15. Quartz crystal and its EDX pattern 3300 ×



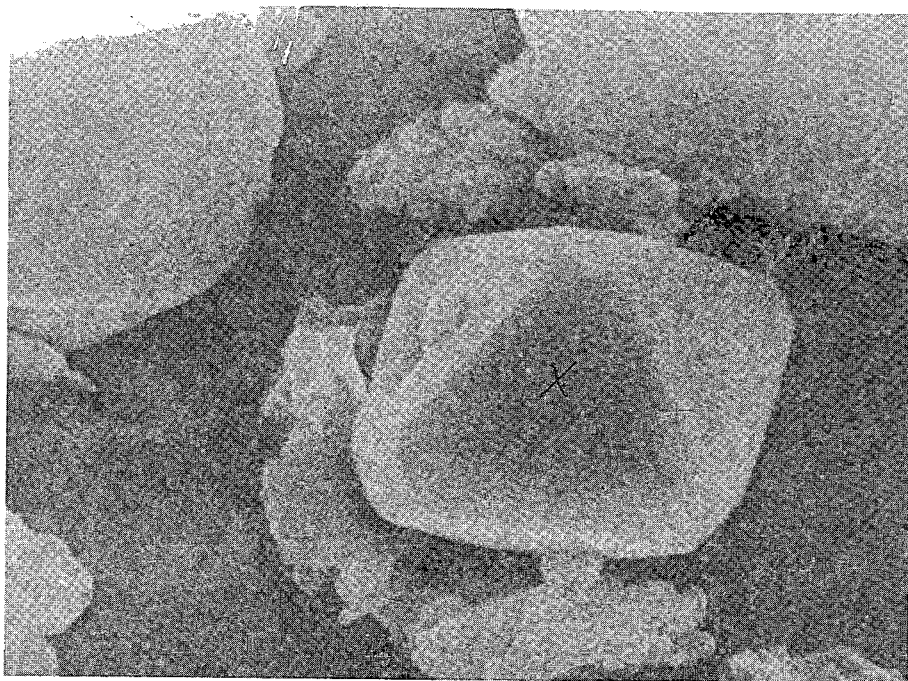
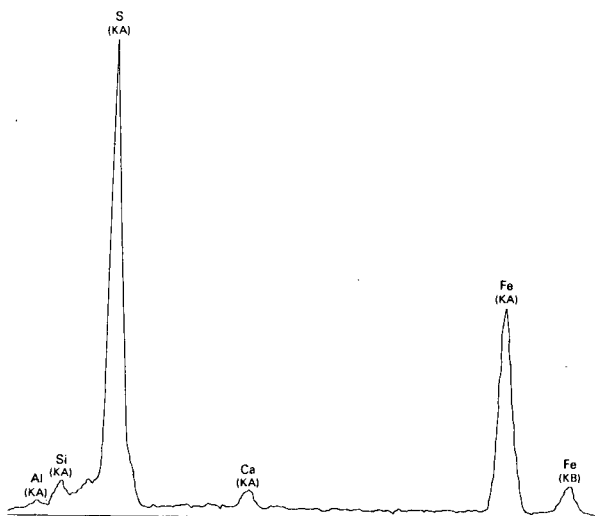
17. ábra. Mg-kalcit agglomerátum és EDX-felvétele 6600 ×
Fig. 17. Mg-calcite agglomerate and its EDX pattern 6600 ×



16. ábra. Mg-kalcit kristály és EDX-felvétele 11 000 ×
 Fig. 16. Mg-calcite crystal and its EDX pattern 11,000 ×

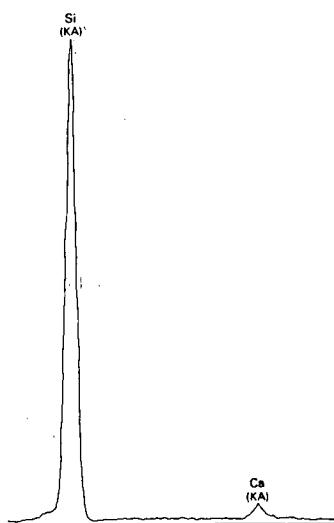


18. ábra. Dolomitkristály és EDX-felvétele 11 000 ×
Fig. 18. Dolomite crystal and its EDX pattern 11,000 ×



19. ábra. Pirit oktaéder és EDX-felvétele 11 000 ×

Fig. 19. Octahedral pyrite and its EDX pattern 11,000 ×



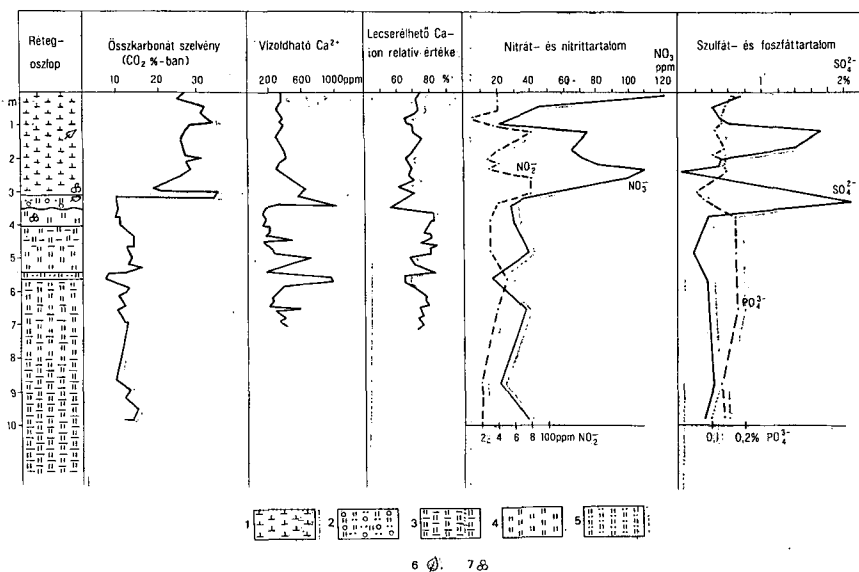
20. ábra. Kvarckristály és EDX-felvétele 6600 ×
Fig. 20. Quartz crystal and its EDX pattern 6600 ×

4. Szervetlen geokémiai vizsgálatok

A kitűzött geokémiai vizsgálatok célja, hogy segítse a termoanalitikai és röntgen-diffrakciós mérések eredményeinek értékelését, és közvetve utalást adjon az üledékfelhalmozódás kémiai körülményeire. Ezért először megvizsgáltuk az üledék pórúsvizének mennyiségét, és Ca-, Mg-, Na-, K-tartalmát, továbbá a karbonátokhoz, illetve agyagásványokhoz adszorpciósan kötődő ionok (Ca, Mg, Na és K) relatív mennyiségét, valamint a savoldható összes karbonáttartalom belül a Ca/Mg arányt. Később, légszáras mintákon, szulfát és foszfáttartalom-, nitrát- és nitrítartalom-meghatározást végeztünk.

A típusos elemzési eredményeket, a mélység függvényében, a 21. ábrán mutatjuk be, s ezekhez az alábbiakat fűzzük:

A holocén és pannóniai képződmények geokémiailag jól elkülönülnek. Különösen a holocén bázisrétegének lecserélhető kalciumminimума, a CO_2 %-ban kifejezett összes karbonáttartalom és a CaO:MgO maximuma szembetűnő. A holocénen belül a karbonáttartalom és a CaO:MgO között jó, de negatív korreláció van. Kiugró értékek 1,0 és 2,0 m-nél vannak, ahol az összes karbonát mennyisége maximumot, a CaO:MgO minimumot mutat. Tehát fokozott karbonátkicsapódás esetén az összetételben az Mg-kalcit-aránya növekszik. A pannóniai rétegekben a CaO:MgO állandónak tekinthető, és független a teljes karbonáttartalomtól.



21. ábra: A Tó 24. sz. fúrás geokémiai szelvényei

Fig. 21. Geochemical profiles of the borehole section Tó 24.

A vízzel lecserélhető Ca, K (és Mg) ionok relatív mennyisége (a pórúsvízre vonatkoztatva) a holocénben magasabb, mint a pannóniaiban, s a határon a fúrásszelvény maximuma látható. Fordított kép tapasztalható a báriummal lecserélhető Ca, K (és Mg) ionok relatív mennyiségét vizsgálva, vagyis a pannóniaiban ezek az értékek magasabbak, mint a holocénben, és a fúrásszelvény minimumát figyelhetjük meg a réteghatáron.

Mind a vízdíható, mind a báriummal lecserélhető ionok görbéje jól jelzi a két különböző korú képződményt és kiugró értékekkel a réteghatárt. E réteghatáron a képződmény ioncserélő képessége irreverzibilisen lecsökkent, ami arra utal, hogy a vízben leülepedett, de más-más ősföldrajzi körülmények alatt felhalmozódott üledékek között diszkordancia és üledékhány van, azaz a pleisztocén folyamán, a pannóniai üledék szárazra került, és eróziós felszínre vált.

A kén, a foszfor és a nitrogén különféle oxidációs állapotú vegyületei a magasabb rendű szervezetek lebomlása és mikroorganizmusok általi átalakulása következtében kerültek a tó üledékeibe.

A vizsgált mintákban a szulfát, foszfát, nitrát és nitrit az adszorptíve kötött vízben és a porusvízben oldva fordultak elő. Ezek az anionok az üledékképződésben — kis koncentrációjuk és a vízben kötődésük miatt — nem játszottak jelentős szerepet. Ez alól kivételt képezhet az a kén tartalom, amely szulfidos (pirites) formában csapódott ki a biomassza redukzív hatására.

Összegzésül megállapítható, hogy az anionok meghatározása lényegesen kevesebb geokémiai információt adott, mint az ioncserélhető kationok meghatározása. A nitrit-, nitrát- és foszfát tartalom változása a szelvényben nem szignifikáns. A szulfát tartalom görbéjén 2 helyen látható pozitív anomália: a holocén—pannóniai határnál, valamint 1,0—2,0 m között. Ezeken a helyeken az 1,5—2,0%-os szulfát tartalom, valószínűleg a réteg pirittartalmából származik, ami a kénbaktériumok megnövekedett aktivitására enged következtetni, a tó életének bizonyos szakaszaiban.

5. Őslénytani vizsgálatok

A Balaton tó keletkezésének, fejlődéstörténetének és ökológiai viszonyainak kutatása céljából Diatomaceae-, palynológiai, Ostracoda- és malakológiai vizsgálatokat végeztünk. A legfontosabb taxonokat a mélység függvényében és a pollen-sztratigráfiai zónák feltüntetésével a 22. közös ábrán mutatjuk be, míg az egyes vizsgálatok részletes kiértékelését az alábbiakban tárgyaljuk.

5.1. Diatomaceae vizsgálatok

A vizsgálatok alapján, elsősorban a tó vizének oxigénellátottságára, tisztaságára, mélységváltozásaira és trófizmusára lehetett következtetni.

A Balaton kovaalgáit ISTVÁNFFY Gy. 1897 és PANTOCSEK J. 1902 alap kutatása óta számos neves algológus ismertette, és vizsgálja jelenleg is, de a balatoni mederfúrásokból hasonló diatomavizsgálat ez ideig nem készült. A maradványegyüttes főként Diatomaceae- és járulékosan Chrysophyta ciszta, Phytolitharia és kovaszivacs vázakat tartalmaz. A vizsgálatok során nem csupán a diatomák, hanem a teljes maradványegyüttes összetételének változásait lehetett megfigyelni.

A fúrás 3,40—9,85 m közti szakasza, mely a pollenspóra-vizsgálatok szerint felsőpannóniai korú, semmilyen kovavázú maradványt nem tartalmaz.

A fúrás 0,00—3,40 m közti szakaszában több paleoökológiai változást lehetett megállapítani. A maradványegyüttes meghatározása és ökológiai adatainak értékelése az élő diatomák irodalmi adataira támaszkodik. Az együttesben kihalt taxon nem volt (PANTOCSEK 1902, HUSTEDT 1930, 1957, CLEVE-EULER 1955, PATRIK 1961, GERSONDE 1978, GASSE 1986, HÅKANSSON 1987).

— 3,10–3,40 m-ben a diatomák elszaporodásának kezdeti szakaszán a víz még sekély volt. Számos *Chrysophyta* ciszta, *Phytolitharia* és szivacstű ezt igazolja. A diatomák épek, erősen kovásodottak, a víz tiszta és oxigéndús, oldott kovasavban gazdag volt.

— 3,00–3,10 m között a változás ugrásszerű. Az üledék fajban és egyedszámban mind gazdagabb. Uralkodnak a partközeli édes-, aligsósvízi epifita és homokos, kavicsos aljzaton élő, fenéklakó, alkalifil fajok: *Amphora pediculus* KÜTZ., *Cymbella lacustris* (AG.) CL. Gyakori a jól szellőzőtt eutrófikus vizet kedvelő *Epithemia sorex* KÜTZ., *Gomphonema intricatum* KÜTZ. stb. A tó vizének aránylag nyílt felületét a planktonfajok: *Cyclotella kützingiana* THWAIT., *Cyclotella radiosa* (GRUN.) LEMM. [=Syn. *Cyclotella comta* (EHR.)] KÜTZ., a *Stephanodiscus neoaestrea* NAEGELI jelenléte igazolja. 2,97–3,10 m között lényeges ökológiai változást jelez a *Fragilaria heidenii* ÖSTR. tömeges előfordulása. Az erősen eutrófikus hidegkedvelő *Melosira italica* (EHR.) KÜTZ. és a ssp. *subarctica* O. MÜLL., a *Fragilaria lapponica* GRUN. és a kísérő együttes hideg szakaszt igazol.

— 2,50–3,00 m-ben az üledék fajban és egyedszámban igen szegény. A néhány szaproxén eutrófikus alkalifil diatoma töredezett héja, és 2,80–3,00 m-ben *Molluscum*-feldúsulás tapasztalható. Mindezek arra utalnak, hogy a tó vize erősen hullámveréses, mozgott, de igen meszes, lúgos pH-jú lehetett. Ezért a vastagabb kovaalghéjak összetörtek, a vékonyak feloldódtak és korrodálódtak.

— 2,40–2,50 m-ben a diatomaegyüttes ismét jó megtartású, fajgazdag. Uralkodnak az epipszammon bentikus formák: *Opephora martyi* HÉRIB. és a *Diploneis elliptica* (KÜTZ.) CL., a *Gomphonema minutum* (AG.) AG. a leggyakoribbak. Több a plankton forma *Melosira granulata* (EHR.) RALFS, *M. italica* (EHR.) KÜTZ. A víz mélyebb volt.

— 2,00–2,40 m közötti szakaszon a víz mélysége fokozatosan csökken, a *Phytolitharia* gyakoribb, és a diatomák ismét korrodáltak — számuk kevés.

— 1,40–2,00 m közben a taxonok egyed és fajszáma növekedett, a dominanciaarányok változtak. Az eutrófikus, alkáli vizeket, de homokos aljzatot kedvelő epipszammon taxonok gyakoriak, sőt a detrituszt kedvelők száma is jelentős, pl. a *Diploneis elliptica* (KÜTZ.) CL. és az *Amphora pediculus* KÜTZ. stb.

— 1,00–1,40 m között a példányszám csökken. A *Melosira granulata* (EHR.) RALFS planktonforma mellett az epifita, perifiton diatomák, *Chrysophyta* ciszták, *Phytolitharia*; kovaszivacstűk jellemzik a sekély vízü tó növényekkel benőtt partszegélyének közelségét, a tó alkáli eutrófikus vizét.

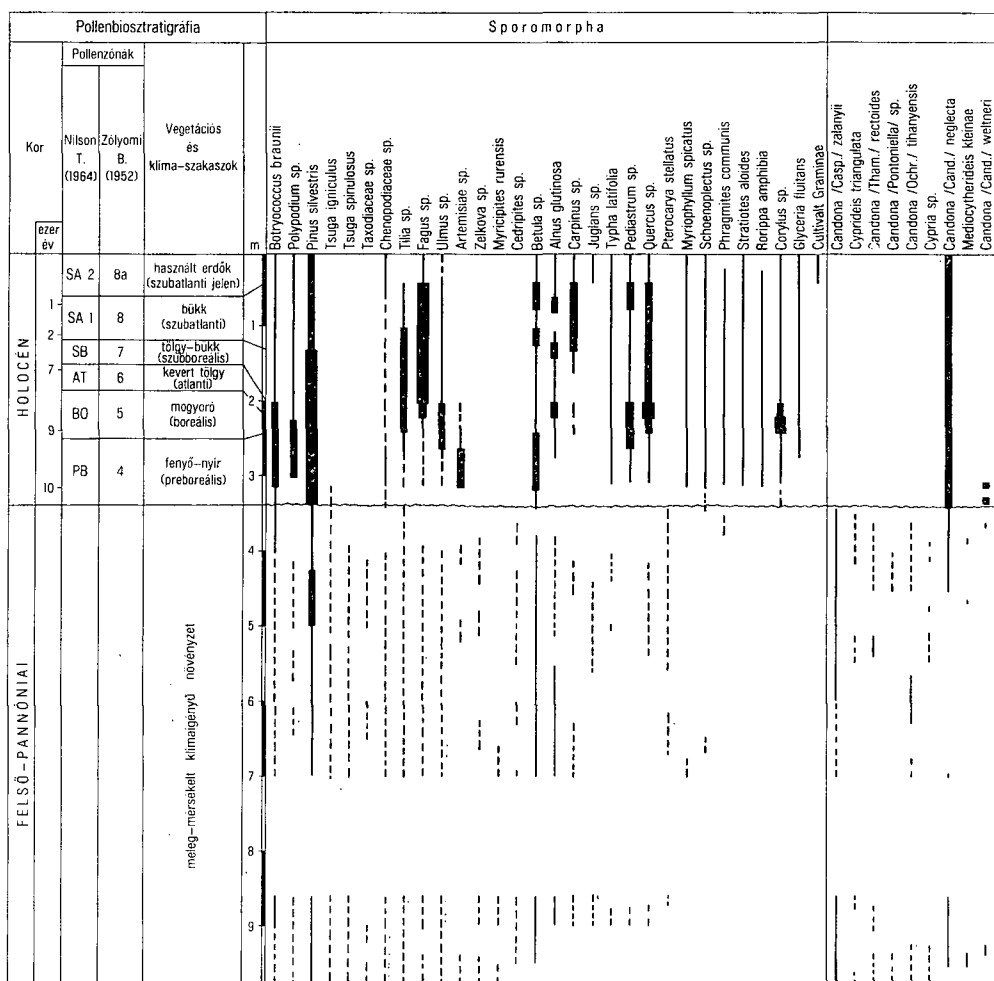
— 0,40–1,00 között mind a taxonok, mind az egyedek száma növekedett. Az optimális fényigényű szaproxén alkálifil fajok a gyakoribbak: *Fragilaria construens* (EHR.) GRUN. *F. brevistriata* GRUN., *F. pinnata* EHR., *F. intermedia* (GRUN.) GRUN., *Cocconeis diminuta* PANT., *C. placentula* EHR., *Epithemia zebra* (EHR.) KÜTZ. Az *Epithemia argus* KÜTZ. alacsony vízszintet jelez.

— A fúrás 0,00–0,40 m közötti finom homokos iszapja már a hullámozás által mozgott, ezért összetételében jóformán centiméterenként változó — összességében mégis azonos a maradványegyüttes. Általános kép, hogy ezekben az együttesekben az alkálibiont, alkálifil, bentikus és perifiton fajok a gyakoribbak, a plankton alárendelt.

5.2. Palynológiai vizsgálatok

A palynológiai vizsgálatok célja a tó keletkezési idejének meghatározása, mélységváltozásainak, ökológiai viszonyainak, továbbá az egykori környezet vegetációjának és éghajlatának fejlődéstörténeti bemutatása (NAGYNÉ BODOR E. 1988).

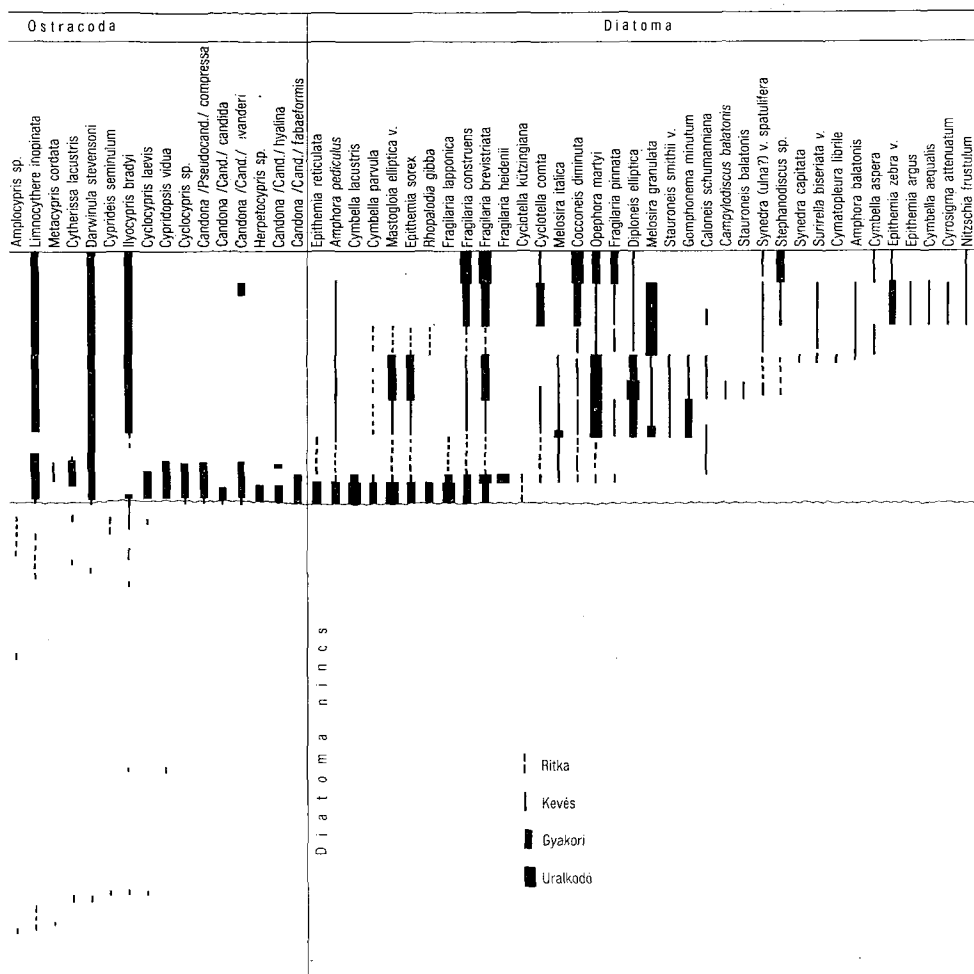
A fúrás 3,33–9,85 m közötti harántolt szakaszában a felső-pannóniai középső részére jellemző sporomorpha-együttes fordul elő, amely fajokban gazdagabb, de egyedszámban



22. ábra. A Tó 24. sz. fúrás legfontosabb

Fig. 22. The major sporomorpha, Ostracoda and Diatomacea

szegényebb volt, mint a fúrás felsőbb szakaszaiban. Jellemzők az édesvízi planktonszer-
vezetek maradványai és az édesvízi növények pollenszemcséi (*Ovoidites ligneolus*, *Nymphea-
ceapollenites pannonicus* NAGY E. 1969), de következetesen előfordulnak csökkentsős-ví-
zi planktonszervezetek is (*Palaeoperidinium*, *Gonyaulacysta*). Együttes megjelenésük a fel-
ső-pannóniai középső szakaszt jelzi. A 6,26–9,69 m és 4,05–4,3 m mélységközökben
kisebb kiédesedés tapasztalható, melyet az édesvízi planktonszervezetek gyakoribb előfor-
dulása (*Spyrogira*, *Ovoidites ligneolus* (R. Pot. 1931; R. Pot. 1951) jelez. A Taxodiaceae,
a Myrica, valamint az Alnus jelenléte mocsári-lápi környezetre utal. Ebben az asszociáció-
ban megtalálhatók a melegkedvelő elemek képviselői is (*Tsugaepollenites spinulosus* [W.
Kr. 1971] NAGY E. 1985, *Pterocaryapollenites stellatus* [R. Pot. 1931] RAATZ 1937).



sporomorpha, Ostracoda és Diatomea taxonjai

taxa identified from borehole Tó 24.

A fúrás 3,33–3,14 m közötti szakaszában a sporomorpha-együttesben éles változás jelentkezik. Eltűnnek a melegkedvelő fajok és az asszociáció fajszámában jelentékeny mértékben szegényebbé válik. Ezt a szakaszt a melegmérsékelt klímaigényű *Pinus silvestris* (L. 1753) dominanciája jellemzi.

E rövid szakasz asszociációjának faj- és egyedszáma, valamint megtartási állapota eltérést mutat mind a pliocén, mind a holocén iszap maradványegyütteseitől. A kevesebb faj- és példányszám a beágyazó rétegek durvább szemcseösszetételével és az üledékgyűjtő időszakosan borított jellegével magyarázható. Utóbbiról a sporomorphaanyag rossz megtartási állapota, az exine oxidáltsága tanúskodik. A pannóniai képződmények erodált felszínén ekkor kezdődik a Balaton tó kialakulása.

A sporomorpha-asszociáció 2,41–3,14 m között változik újra. A faj- és példányszám-ban gazdag asszociáció az üledékgyűjtő állandó vízborítását és az aljzaton redukciós viszonyokat jelez. A maradványegyüttes dominanciaviszonya a *Pinus*–*Betula* vegetációs időszakát jelzi, a vízi növényzet elszaporodásával. Ezt igazolja a sekély vizet kedvelő *Statietes aloides* (L. 1753), *Phragmites communis* TRIN. pollenszemcséinek gyakorisága, valamint a *Pediastrum* megjelenése is.

A 2,22–2,41 m közötti szakaszon a fenyő–nyír uralmát a *Corylus* vegetációs időszak követi. Itt nagyobb arányban fordulnak elő a melegkedvelő fajok pollenszemcséi (*Tilia*, *Quercus*), enyhe felmelegedést jelezve. Ugyancsak nagyobb számmal jelenik meg a mélyebb vizekben is előforduló *Myriophyllum* pollenszemcséje is, utalva a borítottság növekedésére.

A 2,04–2,22 m mélységközt a *Quercus* uralma jellemzi, enyhén csapadékosabb klímát valószínűsítve, melyet az erdőalkotó lombos fák pollenszemcséinek feldúsulása is megerősít (*Fagus*, *Ulmus*).

Az 1,30–2,04 m-ig terjedő szakaszban a jelentős mennyiségben előforduló *Quercus*, *Corylus* és *Tilia* pollenszemcséi mellett a bükk is jelentős szerepet kap, amely a *Quercus*–*Fagus* vegetációs időszakát jelzi. Erre az időszakra jellemző a *Carpinus* megjelenése. A vízi növényzetet a sekély víziek uralják (*Sparganium*, *Typha*).

A tölgy–bükk-vegetációs időszakot 0,33–1,30 m-ben a *Fagus* vegetációs szakasza váltja fel. Ebben az időszakban legdúsabb a vegetáció és legcsapadékosabb a klíma. Az atlantikus éghajlat megeremtetette a legkedvezőbb környezeti feltételeket az erdőalkotók részére (*Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*). Ebben az időszakban kisebb hőmérsékleti ingadozások is megfigyelhetők. Így pl. a 0,53–0,79 m-ig terjedő szakasz a *Betula* felszaporodásával és a *Tilia* csökkenésével hűvösebb klímát jelez.

A fúrás 0,0–0,33 m közötti szakaszában maihoz hasonló növényborítás van. A lombos erdei állományban továbbra is a *Fagus* az uralkodó, de a borítottságban jelentékeny ritkulás történt, amit a kultúrnövények megjelenésével (dió, gabonafélék) magyarázhatunk.

5.3. Ostracoda vizsgálatok

Az Ostracodák vizsgálatából az üledékgyűjtő vizének sótartalom- és hőmérséklet-ingadozására vártunk adatokat.

A fúrás 3,38–9,85 m közötti felső-pannóniai szakaszát fajokban viszonylag gazdag, de egyedszámban szegény Ostracoda-együttes jellemez. Az Ostracoda-együttesben a felső-pannóniai középső szakaszának jellemző fajait határoztuk meg: *Candona* (*Candona*) *zalanii* KRSTIČ, *Cyprideis triangulata* KRSTIČ, *Cyprideis seminulum* REUSS és *Mediocytherideis kleinae* MARKOVA (KRSTIČ N. 1972, 1975). A felső-pannóniai képződmények Ostracoda-faunája alapján az üledékgyűjtő mezohalin vizének sótartalom-ingadozása is nyomon követhető volt. A 7,00–9,58 m és a 3,38–4,50 m közötti szakaszok képződése idején a mezohalin (2,0–16,5‰ — sensu WAGNER 1967 in MANIA D. 1967) víz sótartalma lecsökkent. Ezekben a szakaszokban ui. olyan Ostracodák is megjelentek [*Candona* (*Candona*) *neglecta* G. O. SARS, a *Candona* (*Candona*) *weltneri* HARTWIG], melyek sótűrő képessége az édesvíztől az oligohalinig (0,0–2,0‰) terjed (MANIA D. 1967).

A 3,30–3,33 m mélységközből vett minta Ostracoda-együttesében az előzőkhöz viszonyítva éles változás következett be: a felső-pannóniai jellemző subgenusa a *Candona* (*Caspiolla*) sp. eltűnik, és a fúrás felső-pannóniai rétegeinek kiédesedett szakaszaiban csak szórványosan előforduló taxonok pl. *Candona* (*Candona*) *neglecta* G. O. SARS, *Darwinula stevensoni* (BRADY et ROB.), *Ilyocypris bradyi* G. O. SARS) jelennek meg tömegesen. Mellettük olyan fajok is fellépnek, melyeknek előfordulása a 2,84–3,33 m-ig terjedő szakaszra

korlátozódik. Ilyenek pl. a *Cypridopsis vidua* (O. F. MÜLLER), *Candona* (*Candona*) *hyalina* BRADY et ROB., *Cytherissa lacustris* (G. O. SARS), *Candona* (*Pseudocandona*) *compressa* (KOCH) és *Metacypris cordata* BRADY. Ezek a taxonok — az utolsó kivételével — a pleisztocéntól napjainkig élnek. A *C. compressa* már idősebb, felső-miocén képződményekből is ismert, és ma is él (SOKÁČ A. 1978; PIETRZENIUK E. 1985).

Az Ostracoda-fauna alapján tehát a pannóniai—holocén határt 3,30–3,33 m között lehet megvonni.

Az előforduló Ostracoda-fajok élőhelyeinek közös jellemzőit a következőkben foglalhatjuk össze: agyagos-homokos aljzatú, állandó vízborítású édesvízi üledékgyűjtő (FARKAS H. 1958; SOKÁČ A. 1978). A maradványegyüttesből három faj: a *Candona* (*Candona*) *neglecta* G. O. SARS; a *Candona* (*Candona*) *candida* (O. F. MÜLLER) és a *Cytherissa lacustris* (G. O. SARS) hidegkedvelő, stenotern elemek (SOKÁČ A. 1978). Közülük az utóbbi két faj előfordulása a fúrás 2,84–3,33 m közötti rövid szakaszára korlátozódik, amiből az időjárás időszakos hűvösebbre fordulására következtethetünk.

Az Ostracoda-fauna összetételében a Tó 24. sz. fúrás 2,84 m feletti rétegeiben, egészen a fúrás tetejéig változást nem tapasztaltunk. Négy faj: a *Candona* (*Candona*) *neglecta* G. O. SARS, a *Darwinula stevensoni* (BRADY et ROB.), a *Limnocythere inopinata* (BAIRD) és *Ilyocypris bradyi* G. O. SARS alkotja a faunaegyüttest, végig rendkívül magas példányszámban.

A fosszilis faunából levonható egykori környezet képe megegyezik a maival: homokos-agyagos-iszapos aljzatú, állandó borítású, édesvízi tó.

5.4. Malakológiai vizsgálatok

A Tó 24. sz. fúrás holocén korú mintáiból gyűjtött fauna vizsgálatát KROLOPP ENDRE végezte. Meghatározott listája és a belőlük levont következtetései az alábbiak:

— a rétegsor felső 20 cm-es szakaszában *Dreissena polymorpha* (PALL.) található. Ez a faj 1932 óta él a Balatonban, így arra következtethetünk, hogy az üledéklerakódás sebessége a fúrás környékén az utolsó 60 évben az átlagosnál (~0,4 mm/év) gyorsabb.

— a 2,70–3,11 m-es szakaszból gyűjtött fontosabb és gyakoribb fajok: *Lythoglyphus naticoides* (C. PFR.), *Pisidium* sp. indet., *Pisidium amnicum* (MÜLL.), *Valvata piscinalis* (MÜLL.), *Bithynia tentaculata* (L.) operculum, *Pseudanodonta complanata* (RM.), *Valvata cristata* MÜLL., *Armiger crista* (L.). A fauna negyedidőszaki, ezen belül jellege és mennyiségi viszonyai alapján is valószínű a holocén kor. A fauna partközeli származásra utal, olyan területre, ahol mérsékelt áramlással és finom üledékkel kell számolni.

Összefoglalás

A Tó 24. sz. fúrás komplex vizsgálata alapján (a fúrás körzetében) képet alkothattunk a holocén sekélytavi üledékek alapvető tulajdonságairól és a felhalmozódásuk földtani-ökológiai körülményeiről.

I. A Balaton tó üledéke a holocén legelején kezd felhalmozódni. A tó szilárd aljzatát képező felső-pannóniai aleuritra diszkordánsan települ néhány dm vastag, kavicsot tartalmazó finom homokos kőzetliszt. Ezt végig egyveretű agyagos mésziszap (szemcsemérete alapján agyagos kőzetliszt) követi 3,1 m vastagságban. Változatosságot a rétegen belül a szürke színárnyalatai, helyenként növényi és Mollusca-héj feldúsulás jelent. Az üledék igen nagy elsődleges porozitással rakódik le, a diagenézis a fizikai paraméterek változásával a mélység függvényében, jól nyomon követhető.

A holocén üledék domináns ásványai a karbonátok, a réteg átlagos karbonáttartalma 66%. A karbonátásványok közül domináns az autochton Mg-kalcit, de jelen van dolomit is. A Mg-kalcitban a Ca:Mg a mélységgel ritmusosan csökken (azaz a Mg-tartalom relatíve nő). Az üledék karbonáttartalma főként az anorganikus kicsapódásnak, alárendelten a fitoplankton anyagcseréjét követő folyamatoknak és a héjtöredékek maradványainak eredménye.

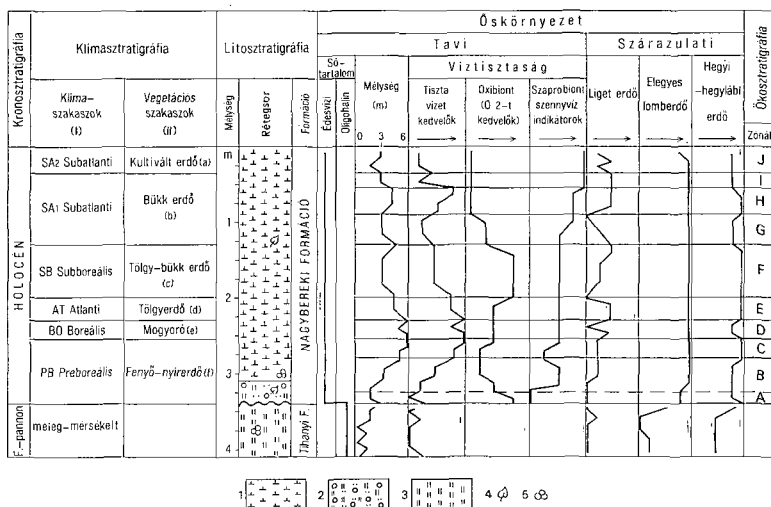
Ásvány-kőzettani és geokémiai paramétereik alapján a holocén tavi üledékek élesen elválnak az aljzatot alkotó, ugyancsak tavi, de jóval idősebb, felső-pannóniai üledékektől.

2. A Balaton tó keletkezését, fejlődéstörténetét és az ökológiai viszonyokban bekövetkező változásait a paleontológiai vizsgálatok eredményei alapján foglalhatjuk össze.

Ezek alapján biztosan elmondható, hogy a fúrás körzetében a Balaton aljzatát alkotó agyagos kőzetliszt a felső-pannóniai középső szakaszába tartozik (*Congeria balatonica*-s szint vagy Dunántúli Főcsoport, Tihanyi Formáció). A területet ez idő tájt sekély- és édesvízi, mélylápi, melegkedvelő növények uralták, a befolyó patakokat égeres ligeterdő övezte.

A felső-pannóniai aljzat és holocén tavi üledékek határán éles változás mutatkozik a flórában és az Ostracoda-faunában: eltűnnek a melegkedvelő formák, és édesvízi, hidegkedvelő, stenoterm Ostracodák és spórák, pollenek, valamint oxigéndús, tiszta vizet kedvelő diatomák jelennek meg. A felső-pannóniai felső részének és a pleisztocénnek a hiánya azt igazolja, hogy a terület ebben az időben denudációs terület volt.

A holocén kor vegetációs időszakai pollenzónákkal jól tagolhatók. Az Ostracoda-fauna végig egyveretű. Nyomon követhető a kovavázú és a mészvázú fajok mennyiségének fordított arányú változása. A palynológiai és diatomavizsgálatokkal a megfelelő klíma- és a változó ökológiai viszonyokat (vízmélység, tisztaság, oxigéntartalom) lehetett kimutatni.



23. ábra. A Tó 24. fúrás krono-, klimasztratógráfiai tagolása és ökológiai jellemzői

1. Agyagos mészsízap, 2. kavicsos, finom homokos, meszes kőzetliszt Mollusca-héjakkal, 3. tömött kőzetliszt, 4. flóra-, 5. faunamaradvány

Fig. 23. The chronostratigraphic and climatostratigraphic classification of borehole section Tó 24. including its ecological features

1. Argillaceous lime mud, 2. gravelly, fine-grained sandy calcareous silt with molluscan shells, 3. compact silt, 4. floral remains, 5. faunal remains

I. Climatic stages, II. vegetation stages, a cultivated forest, b Fagus deciduous forest, c Quercus—Fagus deciduous forest, d Quercus forest, e Corylus dominant, f Pinus—Betula forest

A 23. ábrán a Tó 24. sz. fúrás rétegsorának krono- és klímasztratigráfiai tagolása mellett a tó legjellemzőbb környezeti faktorait (a tó sótartalma, mélysége, víztisztasága és környezetének növényi borítottsága) és az ezek alapján kiválasztott 10 (A–J) ökozónát ábrázoltuk.

Az ökozónák rövid jellemzése

Felső-pannóniai

Az egykori Pannon-beltenger vízszintje a holocénban kialakult Balatonhoz képest jóval sekélyebb, vize viszonylag magas kloridtartalmú, a mezohalintól az oligohalinig változó szalinitást mutat. A tó környezetének vegetációja a mainál melegebb, páradús éghajlatot feltételez.

Holocén

Pinus—Betula (fenyő—nyír) vegetációs szakasz

Hűvös, csapadékos-éghajlat-jellemző, három ökológiai változást mutató zónával.

- A. zóna:** a Balaton kialakulása a kezdeti stádiumban van, nagy vízfelületű, kis mélységű tavacsákák jönnek létre. Sekély vízi algavegetáció, oxibiont diatomák jellemzők. A szárazulaton nyíres lomberdő és a távolabbi hegylábi fenyőerdő terjed el.
- B. zóna:** a tó vízszintje gyorsan emelkedik, az intenzív vízmozgás megszűnteti a tavacsákák közötti „gátakat”. A vízi környezetben jelentősen nő a szaprobiont alga mennyisége. A tó vize intenzíven mozgatott, pH-ja lúgos. A tó környezetében kialakulnak a ligeterdők, domináns a kevert lomberdő.
- C. zóna:** a tó tovább mélyül, és a zóna végére eléri a maximális kiterjedését és vízmélységét. Növekszik az oxibiont és az alsó zónahatáron lecsökkenő szaprobiontok száma. A környező szárazulaton maximumát éri el a hegyháti erdők fenyőállománya, állandósul a ligeterdő és a kevert lomberdő.

Corylus (mogoró) vegetációs szakasz

Az európai boreális éghajlathoz viszonyítva enyhébb lokális klíma a jellemző.

- D. zóna:** a tó vízszintje magas. A parti ligeterdő hirtelen, rövid időre, szinte teljesen eltűnik.

Quercus (tölgy) vegetációs szakasz

Az atlanti fázisnak (hűvös, csapadékos klímának) felel meg.

- E. zóna:** a tó vízszintje az előző zónához képest csökken, az oxibiont algavegetáció fokozatosan elszaporodik. A parti régió növényzetének relatív mennyisége nő, a ligeterdők és a hegyháti fenyvesek kiterjedtebbek lettek.

Quercus—Fagus (tölgy—bükk) vegetációs szakasz

Az európai szubboreális klímafázisnak felel meg.

- F. zóna:** tovább csökken a tó vízszintje. Közepes víztisztaság mellett a vízfelszínen élő oxibiont algák maximumukat érik el. A tó környezetében, a zóna elejére a megritkult ligeterdők újra elterjednek.

Fagus (bükk) vegetációs szakasz

A szubatlanti klímafázisú vegetációs szakasz három ökológiai zónára osztható.

- G. zóna:** a tó alacsony vízszintje állandósul, a part menti vízinövények elszaporodnak. Romlik a tó vízének tisztasága, az oxibiont fajok fokozatosan csökkennek, míg a szaprobiont elemek jelentősen feldúsulnak. A tó környezetében a ligeterdőt képviselő fajok fokozatosan eltűnnek.

H. zóna: a tó vízszintjének utolsó jelentős emelkedése tapasztalható. Elszaporodik a tó felszínén tenyésző zöldalga, nő a vízben élő magasabb rendű növények mennyisége is. Elviselhetetlen mennyiségű organogén szaprofél halmozódik fel, az oxibiont algák kihalnak. A tó környezetében a ligeterdők gyors kiterjedése tapasztalható.

I. zóna: a tó vízszintje jelentősen csökken. A szaprobiont elemek dominanciája jellemző.

Kultivált erdők vegetációs szakasza

A tó fejlődéstörténetének utolsó szakasza, a szubatlanti klímafázisban. Itt már jelentős szerepet játszik az emberi tevékenység hatása is.

J. zóna: a tó vízszintje és tisztasága tovább csökken. Nő a partszegélyi növények mennyisége. A tó környezetében a *Fagus* (bükk) uralkodó vegetáció, de az erdőállományban jelentős ritkulás történik.

IRODALOM – REFERENCES

- ABSOLON A. 1973: Ostracoden aus einigen Profilen Spät- und postglazialer Karbonatablagerungen in Mitteleuropa. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Pal. hist. Geol., 13.: 47–94.
- BARTHA F.—KLEB B. et al. 1971: A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai. — Akadémiai Kiadó, Budapest.
- BODOR E. 1987: Formation of the Lake Balaton palynological aspects. — Holocene environment in Hungary, Contr. of the INQUA Congress Canada 1987, 77–80.
- BOHN M. L. — MC NEAL B. L. — O'CONNOR G. A. 1985: Talajkémia. — Mezőgazdasági Kiadó, Budapest.
- BRUKNERNÉ WEIN A. 1988: Az 1982. évi balatoni aktuálgeológiai kutatás során mélyült fúrások szer-
vesgeokémiai vizsgálata. (Actuogeological drilling in Lake Balaton in 1982: organic geochemistry.) — Földt. Int. Évi Jel. 1986-ról: 581–609.
- CLEVE-EULER A. 1955: Die Diatomeen von Schweden und Finnland. — Kungl. Svenska Vetenskaps-
akademiens Handlingar. 5. 4: 1–158, Stockholm.
- COOK D. K.—GUT J.—RIX M.—SCHNELLER J.—SEITZ. M. 1974: Water plants of the world. — Dr.
W. Junk b.v., Publishers, Hague.
- CSERNY T. 1987: A Balaton aktuálgeológiai kutatásának eredményei. (Results of actuogeological in-
vestigations of Lake Balaton.) — Földt. Int. Évi Jel. 1985-ről: 343–365.
- CSERNY T.—CORRADA 1989a: A Balaton medencéje és holocén üledékei részletes geofizikai—földtani
vizsgálatának újabb eredményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1987-ről: 341–347.
- 1989b: Complex geological investigation of Lake Balaton (Hungary) and its results. — Acta
Geol. Hung. 32. (1–2): 117–130.
- DEJTÉRI-BORBÁS V. 1900: A Balaton tavának és partmellékének növényföldrajza és edényes növény-
zete. — Földr. Társ. Balaton Biz. 2. (2).
- DIEBEL K.—PIETRZENIUK E. 1975: Ostracoden aus dem holozänen Travertin von Bad Langensalza.
— Quartärpaläont. 1. 27–55.
- DIEBEL K.—WOLFSCHLÄGER H. 1975: Ostracoden aus dem jungpleistozänen Travertin von Ehrings-
dorf bei Weimar. — III. Intern. Pal. Koll. (1968): 91–136.
- FARKAS H. 1958: Kagylósrákok—Ostracoda. — Magyarország állatvilága, 4.(3): 1–68.
- FIRBAS F. 1949: Spät- und nachzeitliche Waldeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. — Fischer
Verl. Jena.
- GASSE F. 1986: East African diatoms. Taxonomy, ecological distribution. — Bibliotheca Diatomolo-
gica. 11.: 1–202. Stuttgart.
- GERSONDE R.—VELITZELOS E. 1978: Diatomenpaläoökologie im Neogen-Becken von Vegora N—W
Mazedonien. — Annales Géologiques des Pays Helléniques, 29.: 373–382. Athenes.
- GLÜCK A. 1963: Die Süßwasser-Flora Mitteleuropas Pteridophyten und Phanerogamen. — Fischer
Verl. 15. Jena.

- HAKANSSON H.—KOLSTRUP E. 1987: Early and middle Holocene developments in Herrestadts mosse (Scania, South Sweden). Part I. — Diatom analysis and vegetational development. *Lundqua Report*. 28.: 1—18. Lund.
- HERTELENDI E. 1987: Balatoni üledékes minták radiokarbon kormeghatározása. *Kutatási Jelentés*. (Radioactive dating of the sedimentary samples of Lake Balaton.) — Manuscript in Hungarian.
- HUSTEDT F. 1930: Bacillariophyta (Diatomeae). — *Die Süßwasserflora Mitteleuropas von A. Pascher*: 1—466. — Jena.
- 1957: Die Diatomenflora des Fluss-systems der Weser im Gebiet der Hansestadt Bremen. — *Abh. Naturh. Ver. Bremen*. 34. (3): 181—440. Bremen.
- IKRÉNYI K. 1983: Kőzetanalitikai módszerek. — *Módszertani Közlemények*, 2. Földt. Int. Kiadv. Budapest
- ISTVÁNFY Gy. 1897: A Balaton moszatflórája. — *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*. II. (1). Budapest.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *Földt. Int. Évk.* 62.
- JORDAN H.—BERNSTROFF U.—GRÜNDEL J. 1962: Die Ostracoden des alteren Travertins (Pleistozän) von Mühlhausen (Thür.). — *Freib. Forsch. (C)* 125.: 65—126.
- KEMPF E. 1967: Ostracoden aus dem Holstein-Interglazial von Tönisberg (Niederrheingebiet). — *Mber. dt. Akad. Wiss.* 9.(2): 119—139.
- KRSTIČ N. 1972: Genus Candona (Ostracoda) from Congeria beds of southern Pannonian Basin. — *Serb. Akad. Sci. Arts. Monogr.*, 450. Sect. nat. math. Sci. 39.
- 1975: Pontinski Ostracodi istocsa Srbije: 3. Cytherideidae. — *Ann. Geol. Penins. Balkan*, 39.: 209—220.
- LÓCZY L. sen. 1913: A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. I. A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. (Results of the scientific investigations of the Balaton region I[1]. Geological formations of the Balaton area and their regional distribution): 541—567.
- MANIA D. 1967: Pleistozäne and Holozäne Ostracodengesellschaften aus dem ehemaligen Ascherslebener See. — *Wiss. Z. Univ. Halle, M.* 16. (4): 501—550.
- MAROSI S.—SZILÁRD J. 1977: The Late Pleistocene origin and evolution of Lake Balaton. — *Földr. Közl.* (1—3): 17—28.
- MÁTÉ F. 1987: A Balaton-meder recens üledékeinek térképezése. (Mapping of the recent sediments of the bottom of Lake Balaton.) — *Földt. Int. Évi Jel.* 1985-ről: 366—379.
- MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. 1982: Palynológiai vizsgálatok a Balaton fenékmintáin. (Palynological examination of bottom samples from Lake Balaton.) — *Földt. Int. Évi Jel.* 1981-ről: 439—448.
- MÜLLER G. 1970: High-magnesian calcite and protodolomite in Lake Balaton (Hungary) sediments. — *Nature* 22. (5247): 749—750.
- MÜLLER G.—WAGNER F. 1978: Holocene carbonats evolution in Lake Balaton (Hungary): a response to climate and impact of man — in modern and ancient lake sediments. — *Blackwell Sci. Publ.*: 57—81.
- NAGYNÉ BODOR E. 1988: A Balaton pannóniai és holocén képződményeinek palynológiai vizsgálata. (Palynological study of Pannonian and Holocene deposits from Lake Balaton.) — *Földt. Int. Évi Jel.* 1986-ről: 568—580.
- NILSSON T. 1964: Standardpollendiagramme und C¹⁴ Datierungen aus dem Ageröds mosse im mittleren Schonen. — *Lund. Univ. Arsskr. N. F.* 59. (2).
- 1983: The Pleistocene. — *D. Reid, Publ. Co.*: 80—531.
- PANTOCSEK J. 1902: A Balaton kovamoszatai. — *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*. II. 2.: 2.—142. Budapest.
- PATRIK R.—FRESE L. R. 1961: Diatoms from Northern Alaska. — *Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelphia*, 112. (6): 129—293. Philadelphia.
- PIETRZENIUK E. 1985: Ostracoden aus dem holozäne Travertin von Weimar. — *Z. Geol. Wiss.* 13. (2): 207—233.
- SOKAČ A. 1978: Pleistocene Ostracoda fauna of the Pannonian Basin in Croatia. — *Pal. Jug.* 20.: 1—51.
- STEFANOVITS P. 1981: *Talajtan*. — Mezőgazdasági Kiadó, Budapest.
- ZÓLYOMI B. 1952: Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól. — *MTA Biol. Oszt. Közl.* 1. (4): 491—543.

- 1962: A Balaton iszaprétegeinek kormeghatározó statisztikai vizsgálata. — Összefoglaló jelentés. (Statistical analysis of the Balaton's mud layers for age determination.) Kézirat.
- 1987: Degree and rate of sedimentation in Lake Balaton Pleistocene environment in Hungary. — Contr. of the INQUA Congress, Canada 1987: 57—79.

GEOLOGICAL INVESTIGATIONS OF THE LACUSTRINE SEDIMENTS OF LAKE BALATON BASED ON THE BOREHOLE TÓ 24

by

T. CSERNY*—M. FÖLDVÁRI*—K. IKRÉNYI*—E. NAGY-BODOR*—M. HAJÓS*—
A. SZUROMI-KORECZ*—I. WOJNÁROVITS-HRABKA**

*Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H—1143

**SZIKKTI Budapest, Bécsi út 1126—28
H—1034

UDC: 556.55(439 Balaton)

Key-words: Exploration well, sedimentary petrology, lake sediments, mineral composition, geochemical controls, Diatomaceae, spora—pollens, Ostracoda, Mollusca, Palynology, paleoecology, paleoclimatology, biostratigraphy, Holocene, Upper Pannonian, Lake Balaton

The complex study of borehole Tó 24 has allowed us to have a better understanding of the essential properties of shallow-lacustrine Holocene deposits and of the geological-ecological conditions of their accumulation.

1. Sedimentation of Lake Balaton starts at the very beginning of the Holocene. The Upper Pannonian silt forming a solid basement for the lake is overlain by a fine-sandy, gravel-bearing silt bed with a thickness of a few decimetres. This is followed by a throughout uniform clayey lime mud (clayey silt, on the basis of its grain size), in a thickness of 3.1 m. Variedness is represented within the bed by the shades of grey, and in places by the enrichment in vegetation and molluscan shells. Sedimentation takes place with a rather high primary porosity and the diagenesis can be well traced as a function of depth, by observing the changes in physical parameters.

Carbonates are the dominant minerals in the Holocene deposit. The bed has a carbonate content of 66% as average. Of carbonate minerals the autochthonous Mg-calcite is predominant, but dolomite is also present. In the Mg-calcite the Ca-Mg ratio decreases rhythmically with depth (i.e. the Mg content becomes relatively higher). The carbonate content of the deposit is due mainly to anorganic precipitation and subordinately to processes following the metabolism of phytoplanktons and to the remains of shell fragments.

In regard to their mineralogical-lithological and geochemical features the Holocene lacustrine deposits are sharply separated from the lacustrine but much older Upper Pannonian deposits forming the basement.

2. For Lake Balaton the development process, the geological history and the changes in the ecological conditions are summarized on the basis of paleontological studies.

Based on the results of paleontological studies it can be stated that in the vicinity of the borehole the clayey silt forming the basement of Lake Balaton corresponds to the mid-

dle part of the Upper Pannonian (*Congeria balatonica* horizon or Transdanubian Group, Tihany Formation). The area was dominated, at that time, by deep-swampy, thermophilous plants living in shallow freshwater. The inflowing rivulets were bordered by gallery forests with alder-trees.

A sharp change is observed in the flora and the Ostracoda fauna at the boundary between the Upper Pannonian basement and the Holocene lacustrine deposits; the thermophilous forms are replaced by lacustrine, cold-resistant, stenothermal Ostracoda and Sporomorpha species as well as Diatoma species preferring oxygen-rich and pure water.

The fact that the upper part of Upper Pannonian and the Pleistocene are missing proves that the area concerned was, at that time, subject to denudation.

Pollen zones make it possible to establish a fairly good classification of vegetation period of the Holocene. The Ostracoda fauna is uniform throughout the section. It can be observed that the amount of siliceous species changes in inverse proportion to that of calcareous species. Sporomorpha and Diatoma studies have allowed us to understand both the climatic conditions and the varying ecological conditions such as water depth, limpidity, oxygen content.

Based on their relative quantitative changes the data obtained from paleontological examinations are grouped according to stratigraphy and paleoenvironment as shown in Fig. 23. The figure shows, in addition to the chronostratigraphic and climate-stratigraphic classifications of the sequence, also the most typical environmental factors (salinity, depth and limpidity of the lake, coveredness of lake surroundings by vegetation) and the 10 ecozones selected on the basis of them.

A brief description of ecozones

Upper Pannonian

With respect to the water in Lake Balaton the water in the sedimentary basin is much shallower and has a higher chloride content and exhibits a salinity ranging from mesohaline to oligohaline. The vegetation in the surroundings of the lake assumes a humid climate warmer than the present climate.

Holocene

Pinus-Betula (pine-birch) vegetation stage

Cool and rainy climate, including three zones exhibiting ecological changes.

Zone A: The development of Lake Balaton is in initial state. Shallow-water algal vegetation, oxybiont diatoms. Gallery forests are still missing on the terrestrial area.

Zone B: The water table of the lake rapidly rises. The amount of saprobiont algae considerably increases. The lake water is intensively agitated and has alkaline pH. In the vicinity of the lake gallery forests are formed, with the predominance of the mixed deciduous forest.

Zone C: The increase in the depth of the lake is continued. The quantity of oxybionts and saprobionts increases. On the surrounding terrestrial areas the amount of pines of ridge forests attains maximum. Gallery forest and mixed deciduous forest become permanent.

Corylus (hazel) vegetation stage

Local climate which is milder than the European boreal climate.

Zone D: The water table is high in the lake. The onshore gallery forest abruptly disappears

Quercus (oak) vegetation stage

Corresponding to the Atlantic phase (a cool and humid climate).

Zone E: The water table of the lake is lower than it was in the preceding zone. The oxybiont algal vegetation propagates. The proportion of vegetation in the shore region increases. Gallery forests and ridge pine-forests become more extended.

Quercus-Fagus (oak-beech) vegetation stage

Zone F: Decrease in water table of the lake is continued. Under the condition of medium limpidity the oxybiont algae living on the water surface propagate. Gallery forests become propagated in the surroundings of the lake.

Fagus (beech) vegetation stage

Zone G: The low water table becomes steady in the lake. Coastal aquatic plants become propagated, Limpidity of water in the lake is deteriorated. Considerable enrichment takes place in saprobiont elements. In the surroundings of the lake the species representing the gallery forest disappear, with the assemblage of mixed deciduous forest remaining unchanged.

Zone H: The final, considerable increase is observed in the water table of the lake. Green algae living on the water surface become propagated. The amount of plants of higher order living in the water also increases. Organogenic saprogel is accumulated in an intolerably large amount. Oxybiont algae become extinct. In the vicinity of the lake a rapid propagation of gallery forest takes place.

Zone I: The water table of the lake considerably falls. The zone is characterized by the dominance of saprobiont elements.

The vegetation stage of cultivated forests

Representing the final stage in the evolution history of the lake, in the sub-Atlantic climatic phase. Here the impacts of human activities also play a significant role.

Zone J: Continued increase is observed in the water table and the limpidity of the water. The amount of coastal plants also increases. In the vicinity of the lake *Fagus* (beech) represents the predominant vegetation, but a considerable decrease is observed in the density of forests.

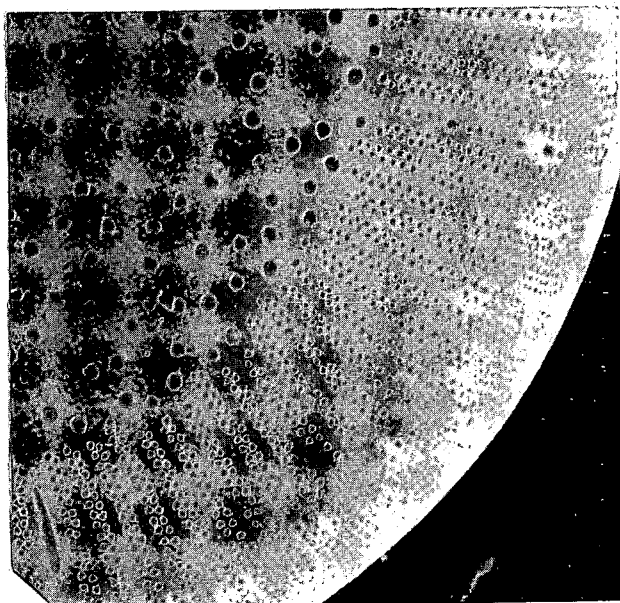
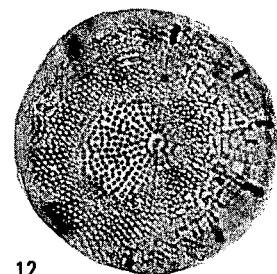
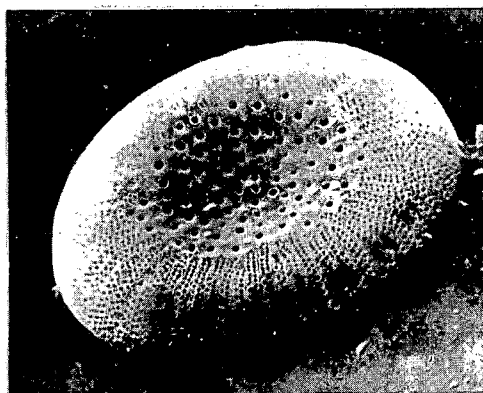
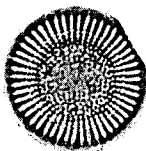
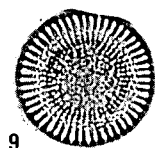
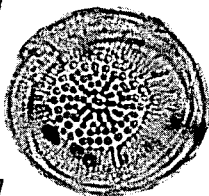
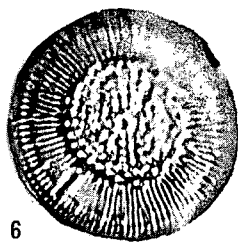
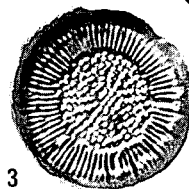
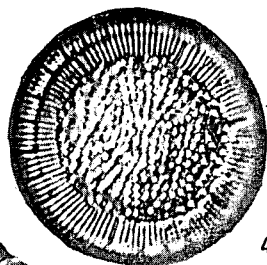
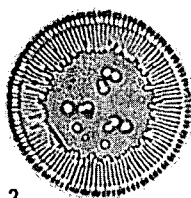
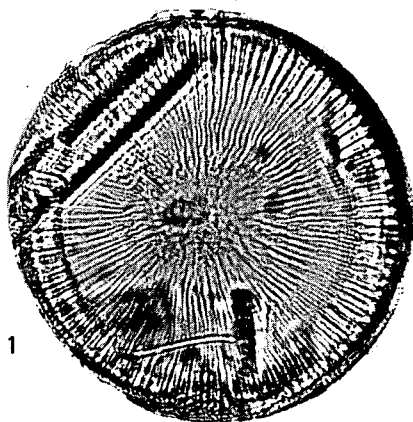
TÁBLÁK – PLATES

I. tábla — Plate I

1. *Melosira arenaria* MOORE
0,05—0,10 m
2. *Cyclotella kützingiana* THW.
3,30—3,33 m
- 3—5. *C. radiosa* (GRUN.) LEMM.
0,66—0,70 m
- 6—8. *C. balatonis* PANT.
0,02—0,05 m
- 9—11. *Cyclostephanos dubius* ROUND
0,02—0,05 m
12. *S. neoastrea* HÅKANSSON et HICKEL
0,15—0,18 m

Nagyítás

- 1—4. 1000×
5. SEM 3000×
- 6—7. 1000×
8. SEM 6000×
- 9—12. 1000×

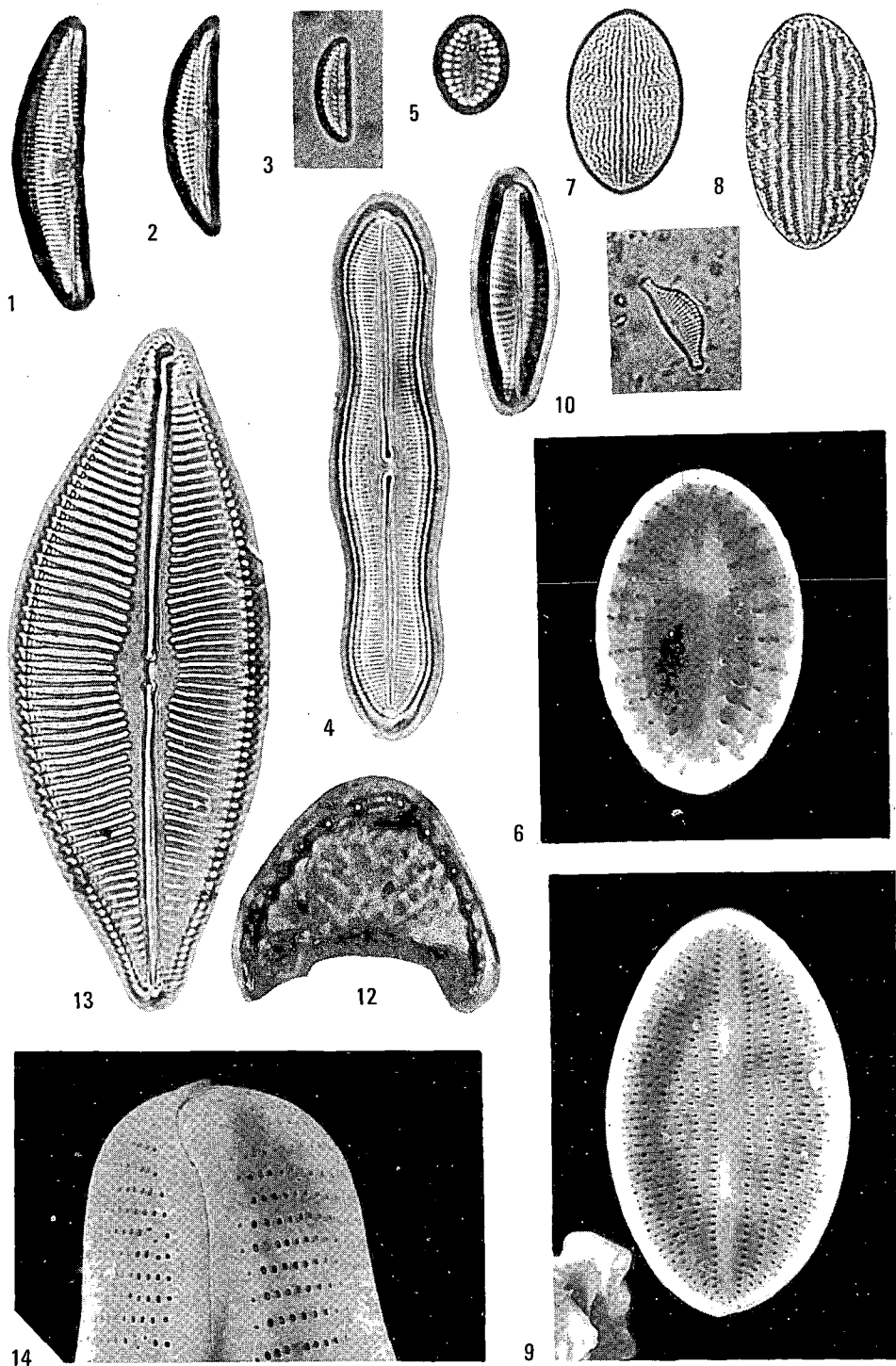


II. tábla — Plate II

1. *Amphora lybica* EHR.
0,76—0,79 m
2. *A. balatonis* PANT.
1,47—1,50 m
3. *A. pediculus* KÜTZ.
3,00—3,03 m
4. *Caloneis schumanniana* (GRUN.) CL. v. *biconstricta* GRUN.
2,84—2,87 m
- 5—6. *Cocconeis diminuta* PANT.
2,97—3,00 m
7. *C. placentula* EHR.
3,00—3,03 m
- 8—9. *C. placentula* v. *euglypta* (EHR.) GRUN.
3,00—3,03 m
10. *Cymbella lacustris* (AG.) CL.
3,30—3,330 m
11. *C. parvula* KRASSKE
2,97—3,00 m
12. *Campylodiscus balatonis* PANT.
1,82—1,85 m
- 13—14. *Cymbella ehrenbergii* KÜTZ. v. *hungarica* PANT.
3,38—3,41 m

Nagyítás

- 1—5. 1000×
6. SEM 3000×
- 7—8. 1000×
9. SEM 2000×
- 10—13. 1000×
14. SEM 3000×

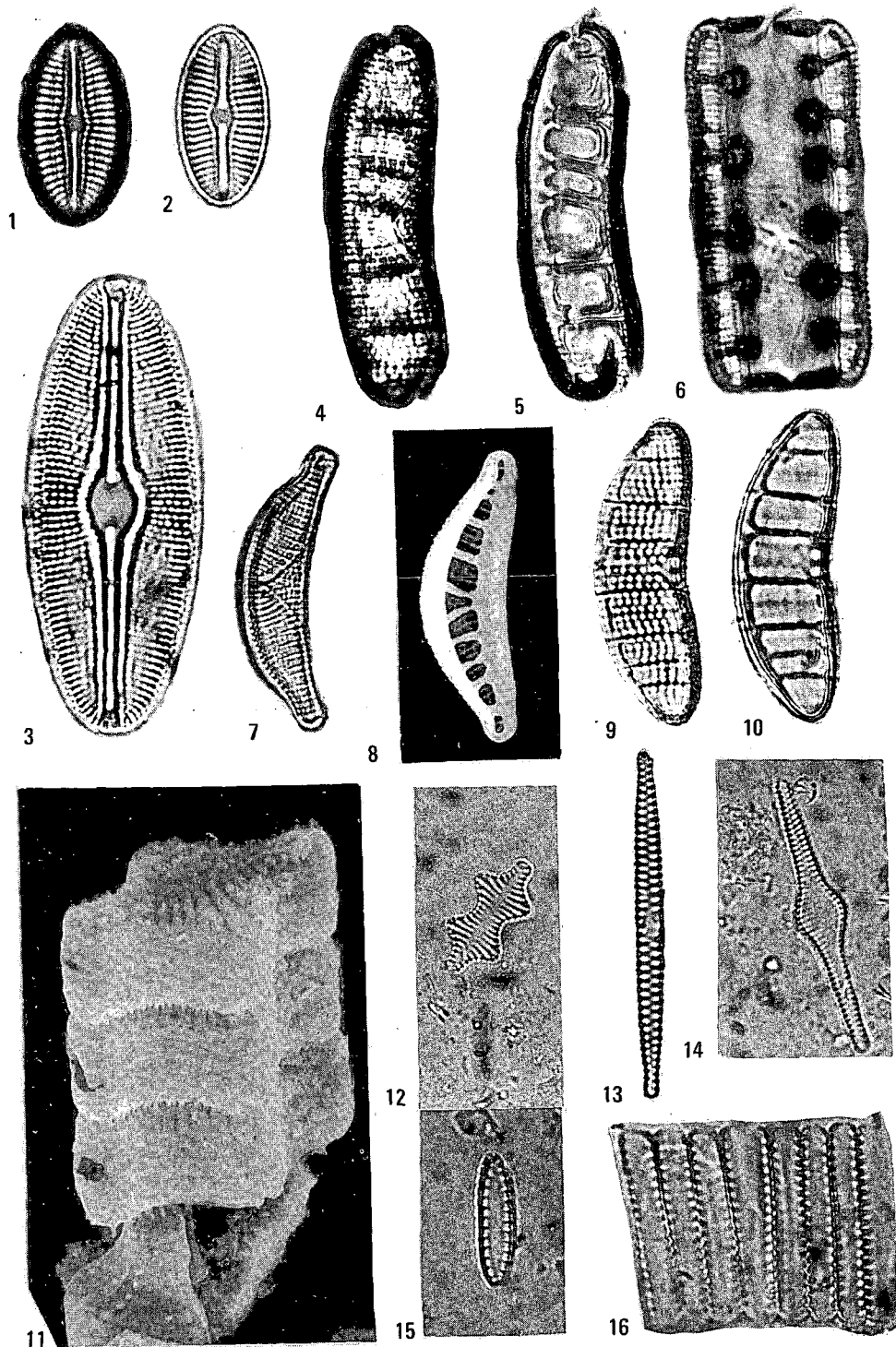


III. Tábla — Plate III

- 1—2. *Diploneis elliptica* (KÜTZ.) CL.
2,38—2,41 m
3. *D. elliptica* v. *grosseopunctata* PANT.
2,22—2,28 m
4—6. *Epithemia reticulata* NAEGELI
3,30—3,33 m
7—8. *E. sorex* KÜTZ
3,14—3,17 m
9—10. *E. zebra* (EHR.) KÜTZ. v. *intermedia* (FRICKE) HUST.
3,14—3,17 m
11. *Fragilaria construens* (EHR.) GRUN. v. *venter* (EHR.) GRUN
0,45—0,48 m
12. *F. construens* v. *binodis* (EHR.) GRUN
3,30—3,33 m
13. *F. intermedia* (GRUN.) GRUN.
3,00—3,03 m
14. *F. heidenii* ÖSTR.
3,06—3,09 m
15—16. *F. lapponica* GRUN.
3,30—3,33 m

Nagyítás

- 1—7. 1000×
8. SEM 1000×
9—10. 1000×
11. SEM 2000×
12—16. 1000×

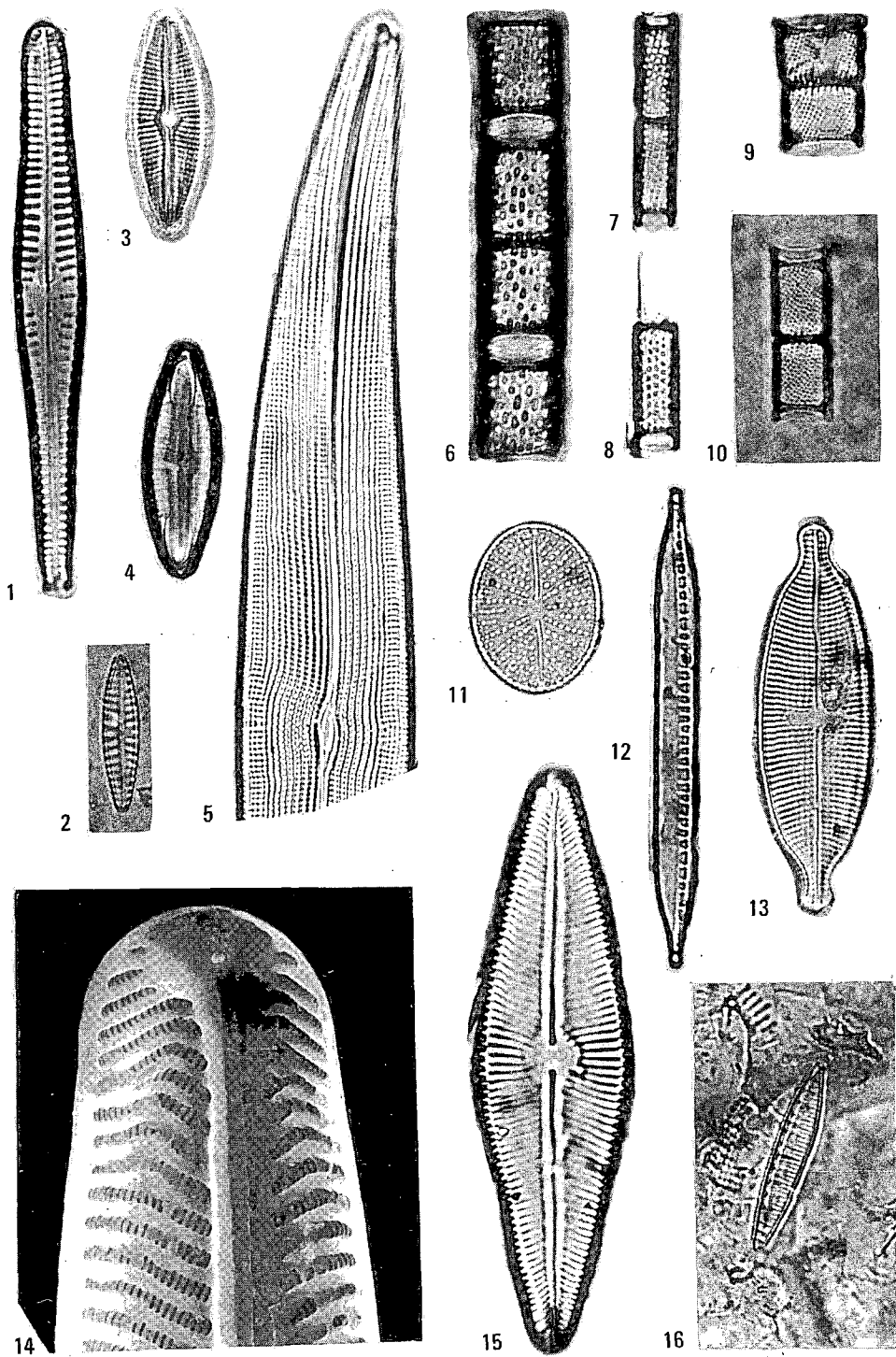


IV. Tábla — Plate IV

1. *Gomphonema intricatum* KÜTZ. v. *vibrio* (EHR.) CL.
3,06—3,09 m
2. *G. minutum* (AG.) AG.
1,82—1,85 m
- 3—4. *Mastogloia elliptica* AG. v. *dansei* (THW.) GRUN.
3,38—3,41 m
5. *Gyrosigma attenuatum* (KÜTZ.) CL.
0,41—0,43 m
6. *Melosira granulata* (EHR.) RALFS
1,82—1,85 m
- 7—8. *M. v. angustissima* O. MÜLL.
0,70—0,76 m
9. *M. italica* (EHR.) KÜTZ.
2,43—2,46 m
10. *M. italica* v. *subarctica* O. MÜLL.
2,97—3,00 m
11. *Navicula scutelloides* W. SM.
2,38—2,41 m
12. *Nitzschia vitrea* NORM.
0,86—0,88 m
13. *Navicula tuscula* (EHR.) GRUN.
2,43—2,46 m
14. *N. oblonga* (KÜTZ.) KÜTZ.
3,17—3,20 m
15. *N. placentula* (EHR.) GRUN. fa. *jenisseyensis* (GRUN.) MEIST.
2,80—2,84 m
16. *Nitzschia amphibia* GRUN.
3,30—3,33 m

Nagyítás

- 1—13. 1000×
14. SEM 3000×
15—16. 1000×

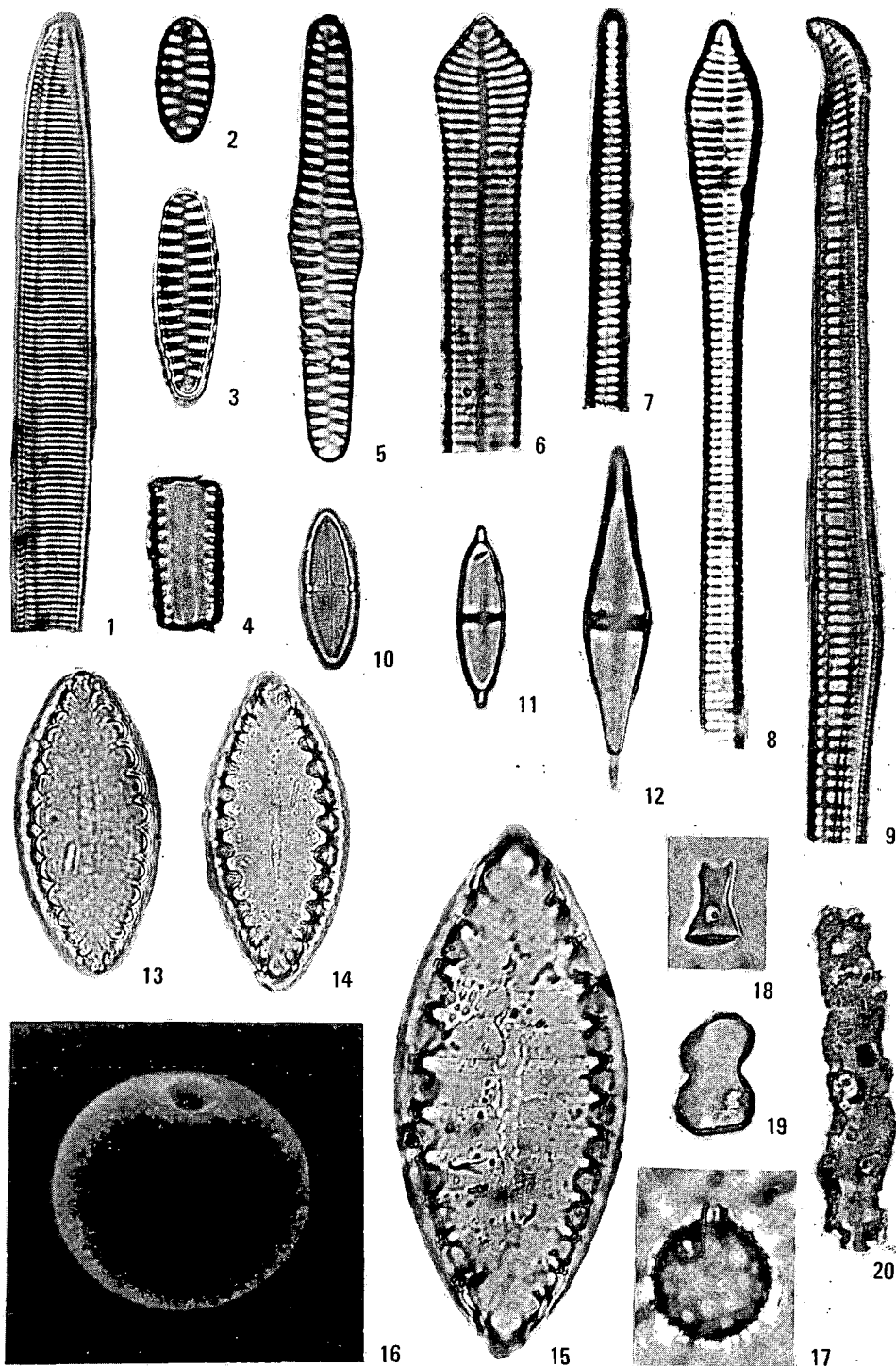


V. tábla — Plate V

1. *Nitzschia spectabilis* (EHR.) RALFS
2,97—3,00 m
- 2—5. *Opephora mártíyi* HÉRIB.
2,43—2,46 m
6. *Synedra capitata* (NITZSCH) EHR.
1,96—1,99 m
7. *S. ulna* (NITZSCH) EHR.
2,43—2,46 m
8. *S. ulna* v. *spatulifera* GRUN.
1,82—1,85 m
9. *Rhopalodia gibba* (EHR.) O. MÜLL.
1,33—1,35 m
10. *Stauroneis producta* GRUN.
3,06—3,09 m
11. *S. smithii* GRUN. v. *incisa* PANT.
2,41—2,43 m
12. *S. balatonis* PANT.
1,85—1,88 m
- 13—14. *Surirella turgida* W. SM. v. *marginata* PANT.
0,70—0,74 m
15. *S. biseriata* BRÉB. v. *bifrons* (EHR.) HUST.
0,66—0,70 m
- 16—17. *Chrysophyceae* cysta
3,30—3,33 m
- 18—19. *Lithodontium*
1,05—1,08 m
20. *Lithostilidium*
1,85—1,88 m

Nagyítás

- 1—15. 1000×
16. SEM 2000×
17—20. 1000×

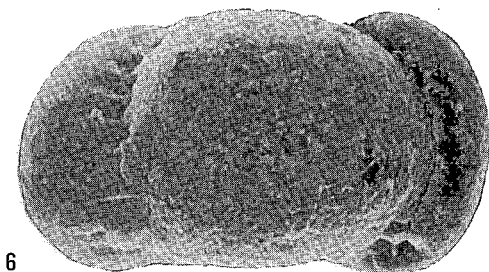
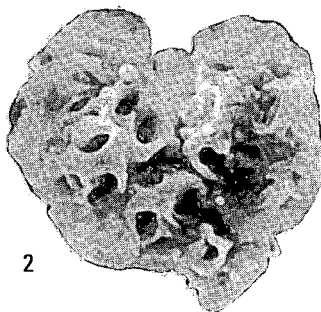
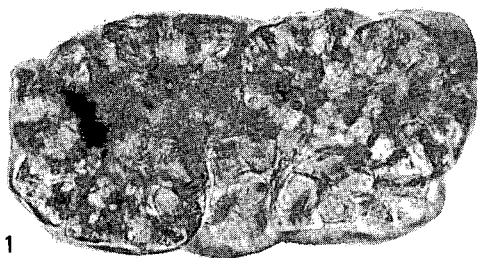


VI. Tábla — Plate VI

1. *Botryococcus braunii* KÜTZIG 1849
9,10—9,14 m
2. *Botryococcus braunii* KÜTZIG 1849
Kolóniatelep részlete
9,10—9,14 m
3. *Ovoidites ligneolus* (R. Pot. 1931) R. Pot. 1951
Reticulat felszíne
9,10—9,14 m
4. *Gonyaulacysta* sp.
9,10—9,14 m
5. *Polypodium* sp.
1,35—1,38 m
6. *Pinus silvestris* L.
2,14—2,17 m

Nagyítás

1. 1000×
2. SEM 1000×
3. SEM 480×
4. 1000×
5. SEM 2000×
6. SEM 1000×

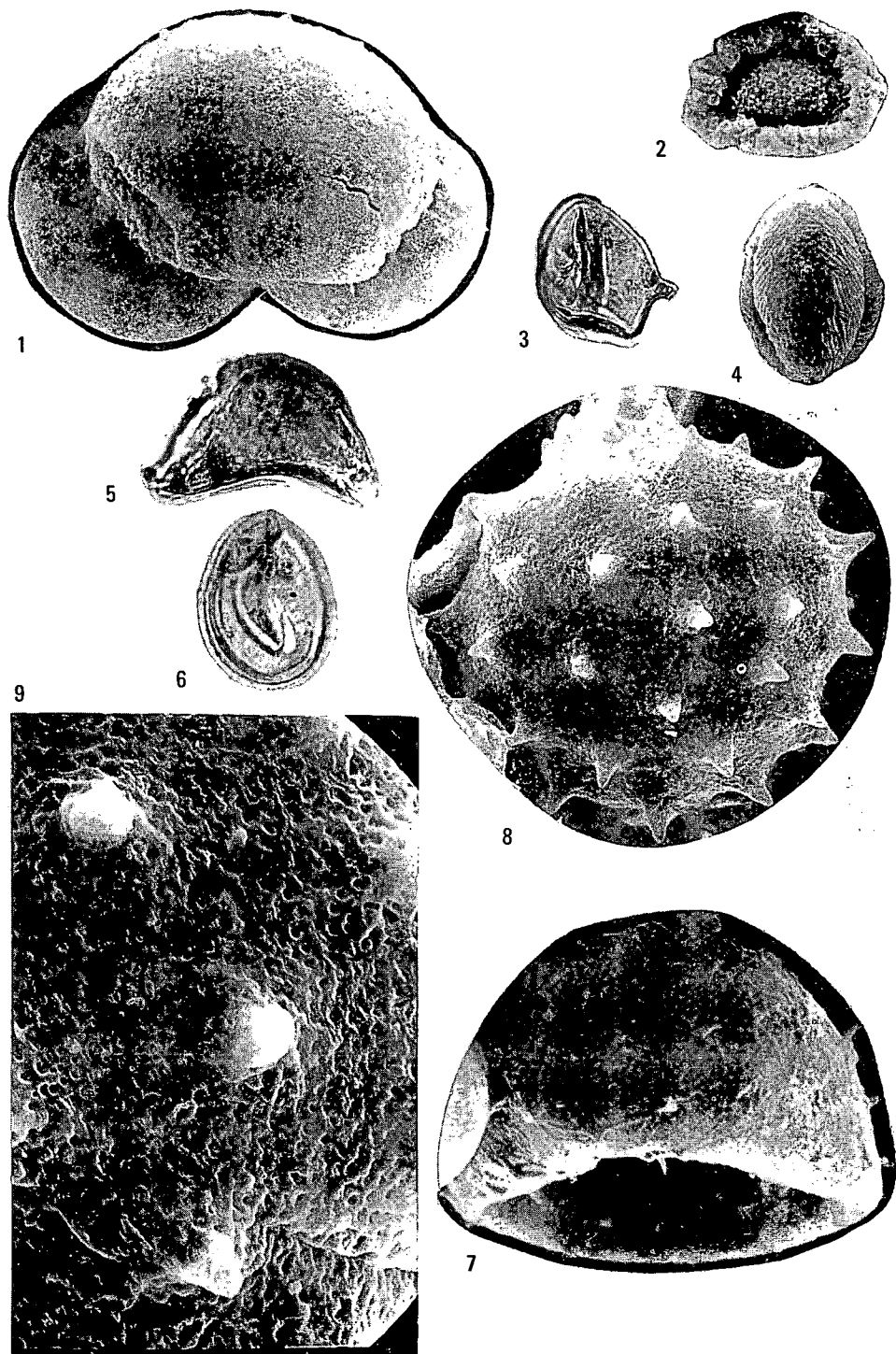


VII. tábla — Plate VII

1. *Pinus silvestris* L.
2,14—2,17 m
2. *Tsuga* sp.
9,10—9,40 m
3. *Taxodium* sp.
9,10—9,40 m
4. *Acer* sp.
Striat felszín
1,35—1,38 m
5. *Elaeagnus* sp.
6,0—6,05 m
6. *Nymphaea* sp.
8,66—8,70 m
7. *Nymphaea* sp.
Spinaevel díszített felszín
8,66—8,70 m
8. *Compositae* sp.
2,97—3,0 m
9. *Compositae* sp.
Részlet a 8. szemcse echinat—microreticulat-felszínéről
2,97—3,0 m

Nagyítás

1. SEM 1300×
2. SEM 480×
3. 1000×
4. SEM 1000×
5. 1000×
6. 1000×
7. SEM 1800×
8. SEM 1800×
9. SEM 4000×

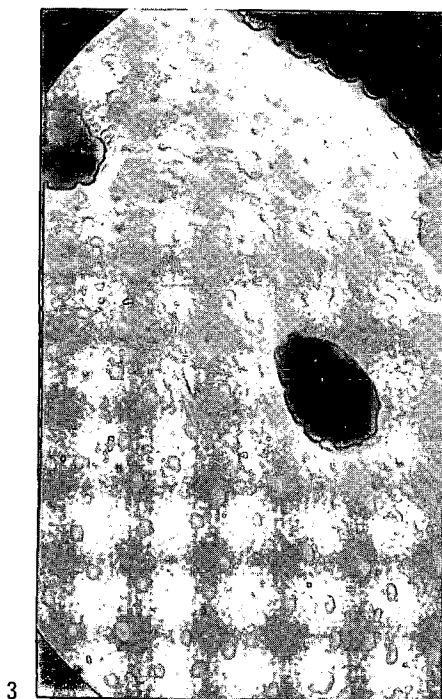
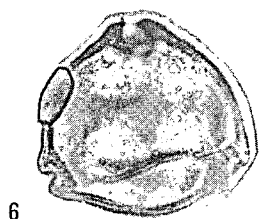
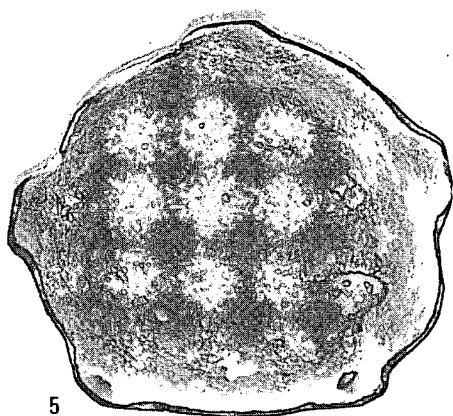
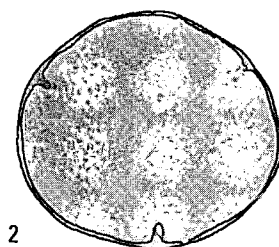
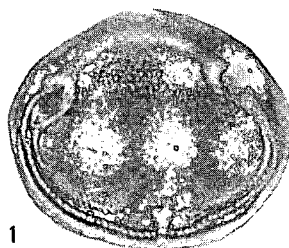
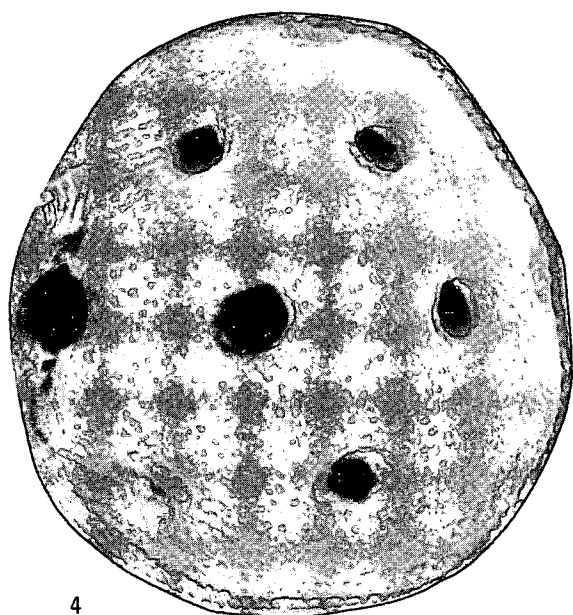


VIII. tábla — Plate VIII

1. *Tilia* sp.
2,14—2,17 m
2. *Tilia* sp.
Foveolat felszíne
1,35—1,38 m
3. *Chenopodium* sp.
Részlet a 4. poliporat szemcse ultraconat-tubulat felszínéről
3,06—3,09 m
4. *Chenopodium* sp.
3,06—3,09 m
5. *Carpinus* sp.
0,97—1,0 m
6. *Betula* sp.
2,67—2,70 m

Nagyítás

1. 1000×
2. SEM 480×
3. SEM 2000×
4. SEM 6000×
5. SEM 2000×
6. 1000×

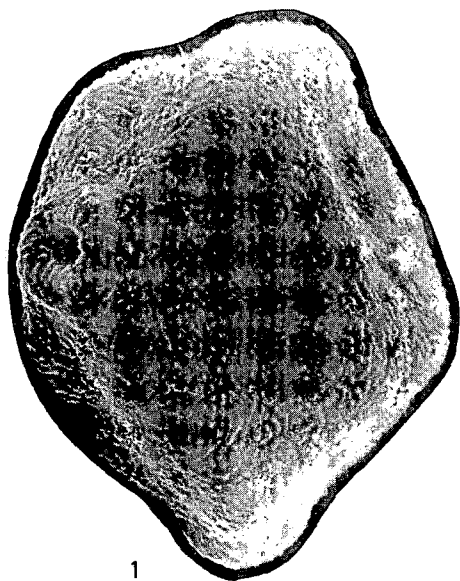


IX. tábla — Plate IX

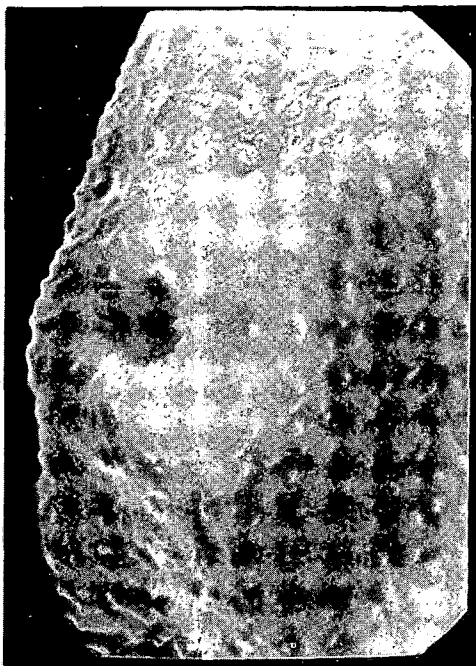
1. *Alnus* sp.
2,14—2,70 m
2. *Alnus* sp.
Részlet az előző szemcse megvastagodott exinájú pórusrégiójának ultrarugulat-conat
szkulpturájáról.
2,14—2,70 m
3. *Artemisia* sp.
2,67—2,70 m
4. *Corylus* sp.
2,14—2,17 m
5. *Corylus* sp.
2,14—2,17 m
6. *Stratoites aloides* L. pollen
2,97—3,0 m

Nagyítás

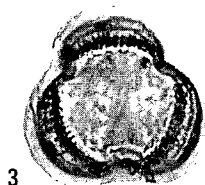
1. SEM 3000×
2. SEM 8600×
3. 1000×
4. SEM 2000×
5. 1000×
6. 1000×



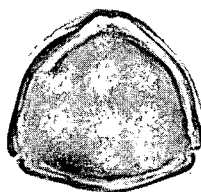
1



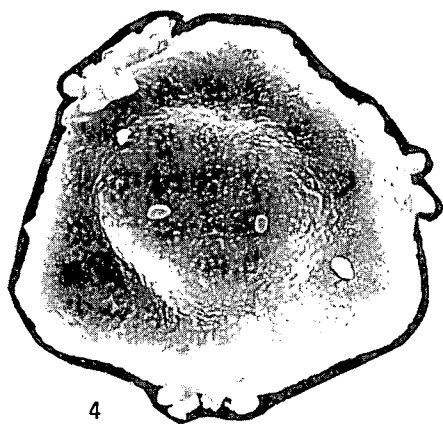
2



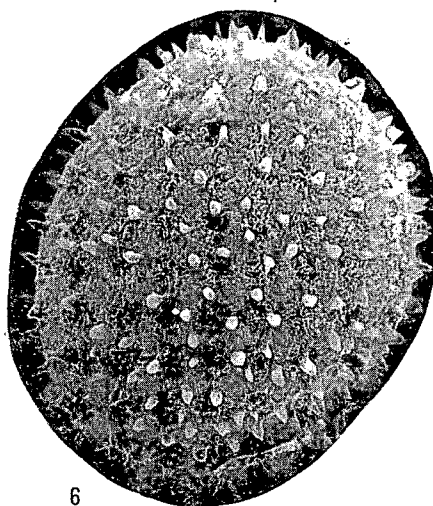
3



5



4



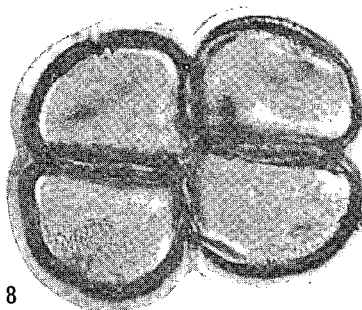
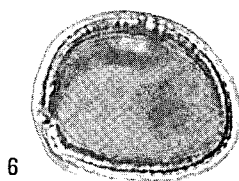
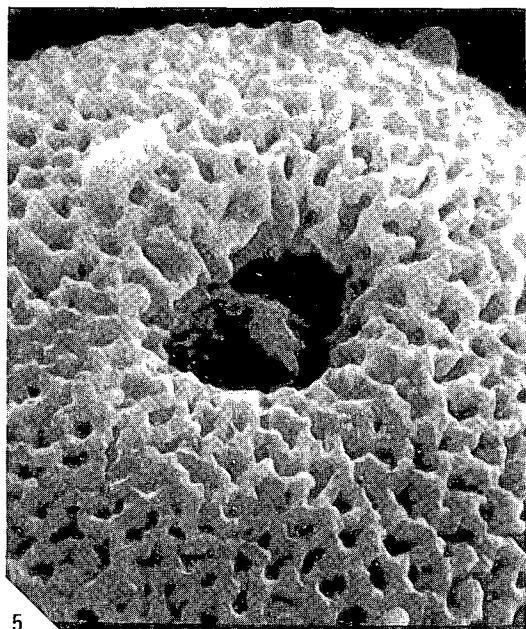
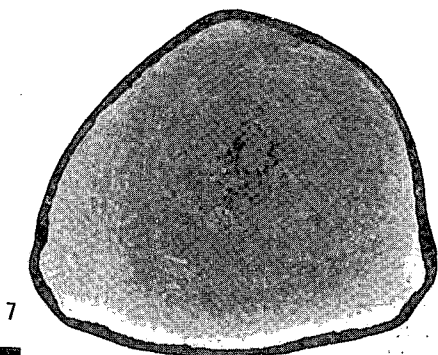
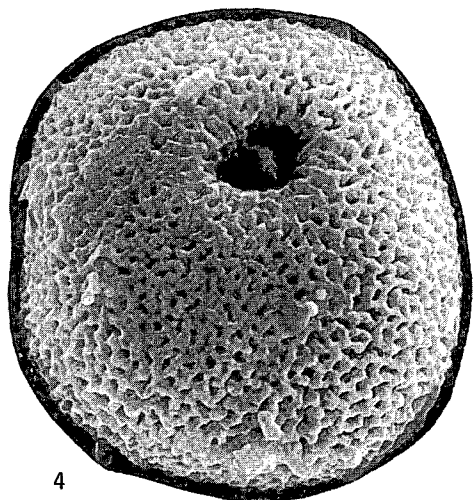
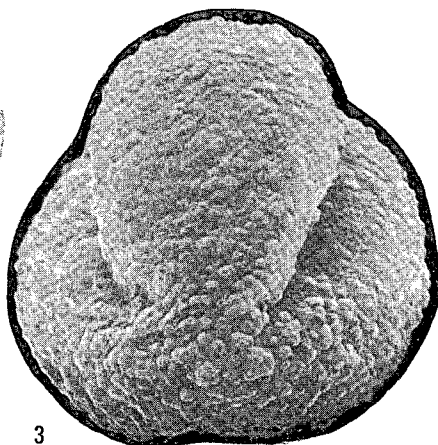
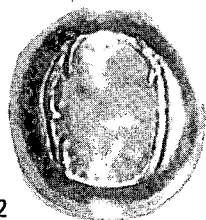
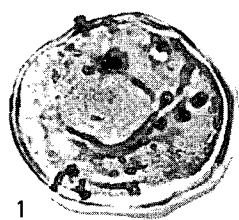
6

X. tábla — Plate X

1. *Carya* sp.
9,10—9,14 m
2. *Quercus* sp.
2,14—2,17 m
3. *Quercus* sp.
Ultrareticulat felszín
2,14—2,17 m
4. *Sparganium* sp.
2,09—2,12 m
5. *Sparganium* sp.
Részlet az előző szemcse tectat-reticulat sexinéről
A rugae ultraconicac.
2,09—2,12 m
6. *Sparganium* sp.
2,09—2,12 m
7. *Myrica* sp.
9,0—9,04 m
8. *Typha latifolia* L.
2,14—2,17 m

Nagyítás

1. 1000×
2. 1000×
3. SEM 2000×
4. SEM 3000×
5. SEM 6600×
6. 1000×
7. SEM 2000×
8. 1000×



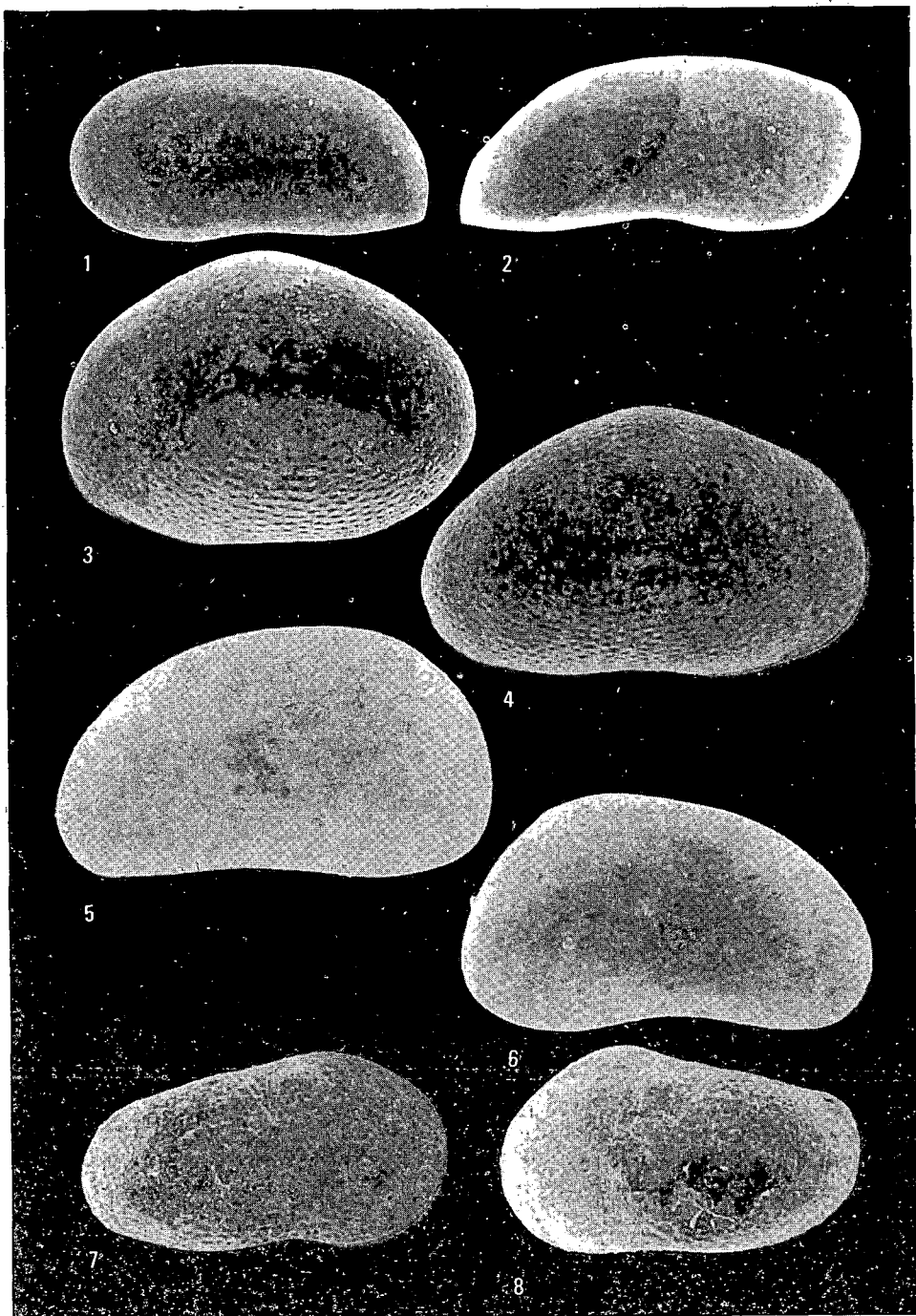
XI. tábla — Plate XI

- 1—2. *Candona (Caspiolla) zalányii* KRSTIČ
5,4—5,45 m
1. Bal teknő külső laterális nézetben
2. Jobb teknő külső laterális nézetben
- 3—4. *Cypridopsis vidua* (O. F. MÜLLER)
3,14—3,17 m
3. Bal teknő külső laterális nézetben
4. Jobb teknő külső laterális nézetben
- 5—6. *Candona (Candona) weltneri* HARTWIG
3,30—3,33 m
5. Jobb teknő külső laterális nézetben
6. Bal teknő külső laterális nézetben
- 7—8. *Cytherissa lacustris* (G. O. SÆRS)
2,84—2,87 m
7. Jobb teknő külső laterális nézetben
8. Bal teknő külső laterális nézetben

Nagyítás

1—2., 5—8., 50×

3—4. 80×



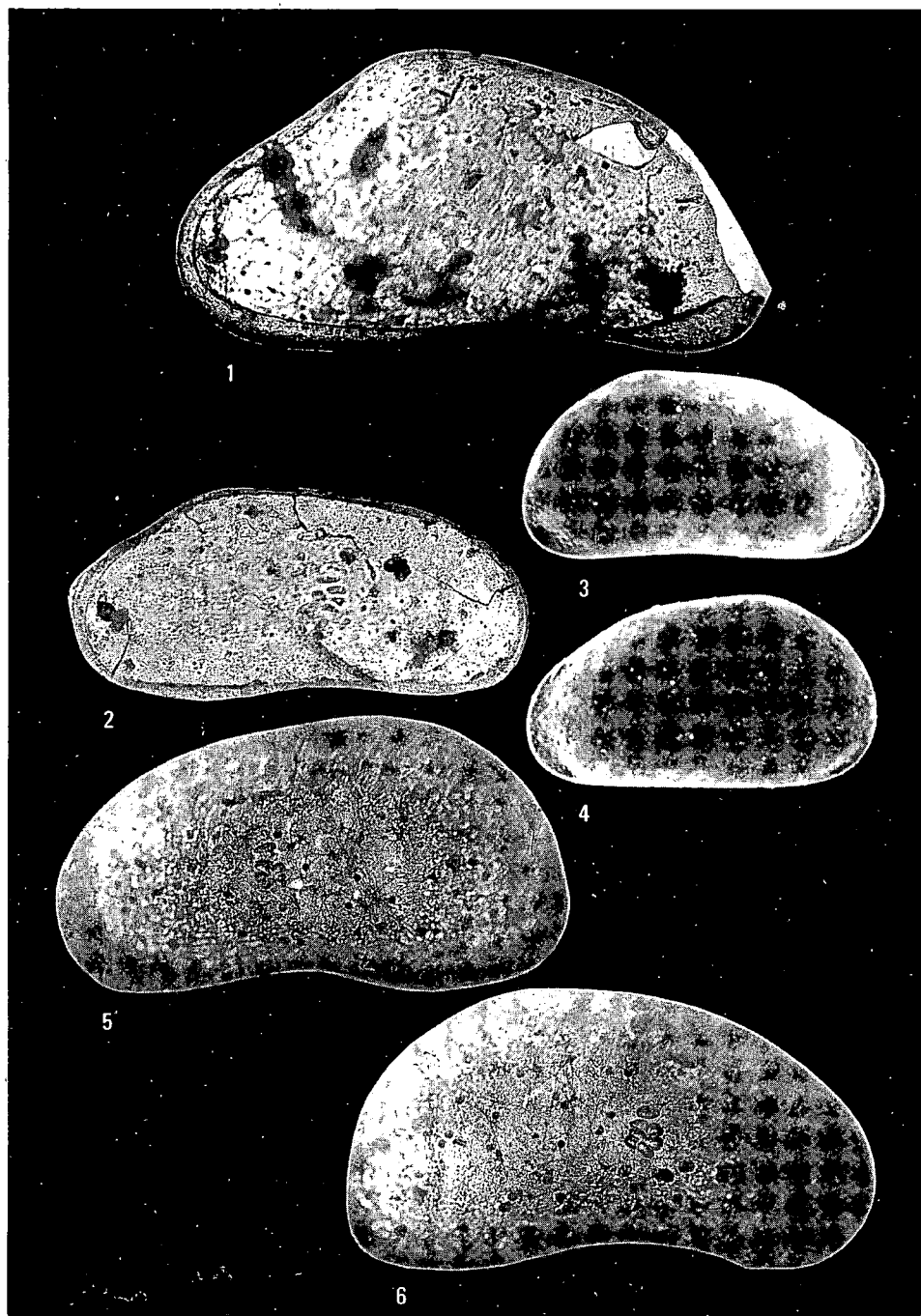
XII. tábla — Plate XII

1. *Candona (Candona) hyalina* (BRADY et ROBERTSON)
3,14—3,17 m
Jobb teknő külső laterális nézetben
2. *Candona (Candona) fabaeformis* (FISCHER/BRADY et NORMAN)
3,00—3,03 m
Jobb teknő külső laterális nézetben
- 3—4. *Candona (Candona) compressa* (KOCH)
3,17—3,20 m
3. Bal teknő külső laterális nézetben
4. Jobb teknő külső laterális nézetben
- 5—6. *Candona (Candona) levanderi* (HIRSCHMANN)
3,30—3,33 m
5. Jobb teknő külső laterális nézetben
6. Bal teknő külső laterális nézetben

Nagyítás

1—2., 5—6. 63×

3—4. 50×



XIII. tábla — Plate XIII

1—2. *Candona (Candona) neglecta* (G. O. Sars)

2,87—2,90 m

1. Jobb teknő külső laterális nézetben

2. Bal teknő külső laterális nézetben

3. *Darwinula stevensoni* (BRADY et ROBERTSON)

3,30—3,33 m

Bal teknő külső laterális nézetben

4—6. *Limnocythere inopinata* (BAIRD)

1,82—1,85 m

4. Jobb teknő külső laterális nézetben

5. Bal teknő külső laterális nézetben

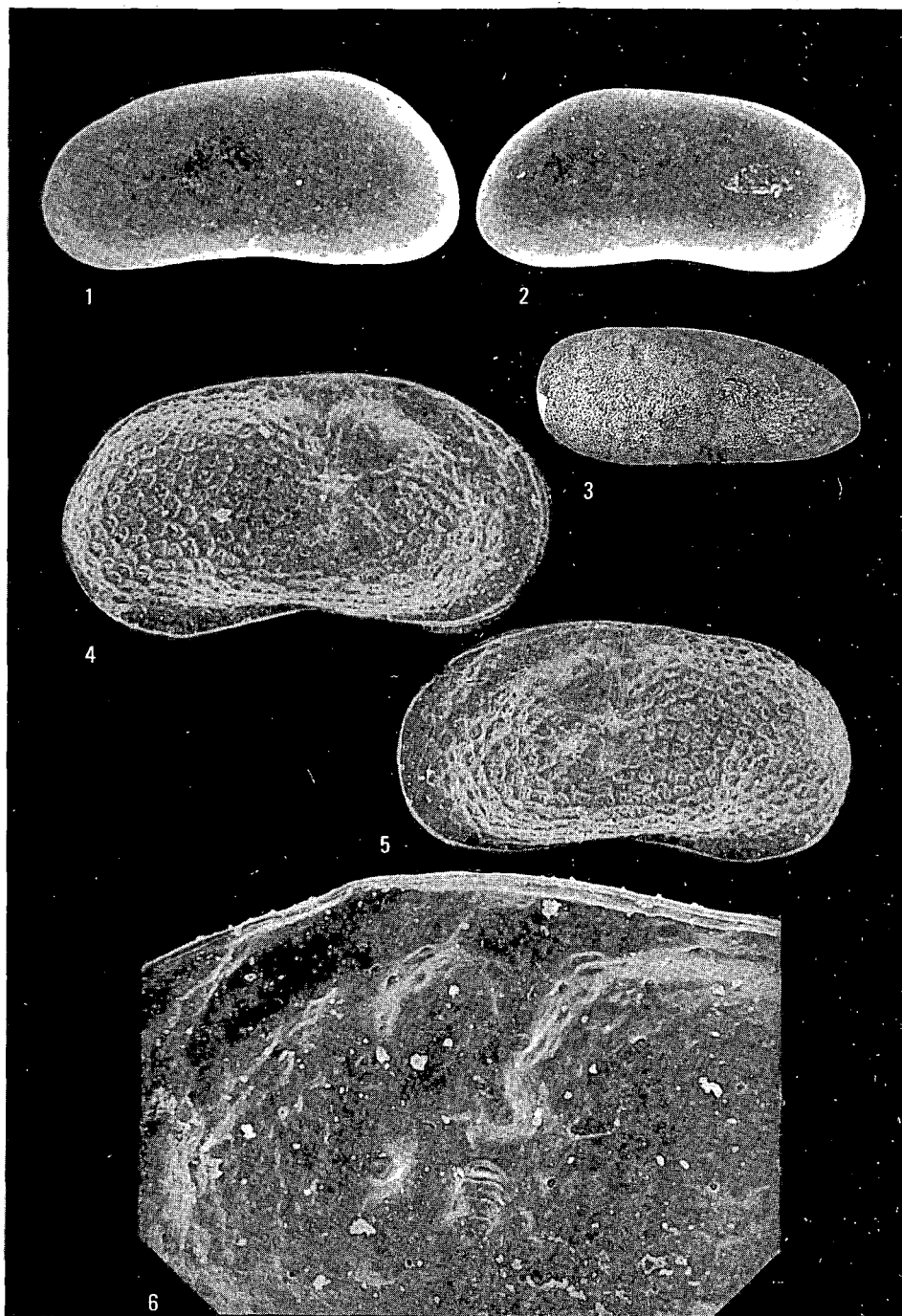
6. Bal teknő belső laterális nézetben az izombenyomatok és a záros perem részleteivel

Nagyítás

1—2. 50×

3. 63×

4—6. 240×



BALATONCSICSÓ, CSUKRÉTI-ÁROK CORDEVOLEI ÉS JULI KÉPZŐDMÉNYEINEK BIOSZTRATIGRÁFIAI JELLEMZÉSE

GÓCZÁN FERENC—ORAVECZNÉ SCHEFFER ANNA—CSILLAG GÁBOR

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 551.761:56(439.117)

T á r g y s z a v a k : Litosztratigráfia, biosztratigráfia, rétegtani határ, mikrofácies, sporomorpha, Foraminifera, felső-triász, cordevolei, juli, Balaton-felvidék

A szerzők a balaton-felvidéki karni képződmények közül a Füredi Mésző Formáció felső, átmeneti szakaszát, a Veszprémi Márga Formáció Mencshelyi Márga, Nosztori Mésző és Csicsói Márga Tagozatait vizsgálták a mikrobiosztratigráfia mód-szereivel. Rövid közzetani ismertetésük után részletes palynológiai és mikrofaunisztikai jellemzésüket adják. A különböző sporomorpha- és mikrofauna-együttesek biosztratigráfiai értékelése során közvetett módon meghatározták a *Trachyceras aon* és az *Austrotrachyceras austriacum* biozónák vertikumát a vizsgált rétegsorban, majd javaslatot tesznek a cordevolei és juli alemeletek parasztratigráfiai határának kijelölésére. Ezt egyrészt a zónajelző Ammonitest tartalmazó képződményekkel történt korrelációval, másrészt az egyes mikrofauna és/vagy sporomorpha-együtteseknek a rétegsorban lé-pésről lépésre követésével végezték.

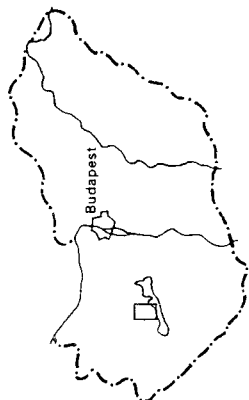
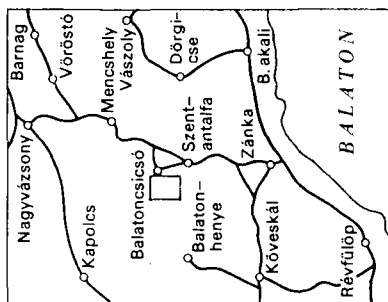
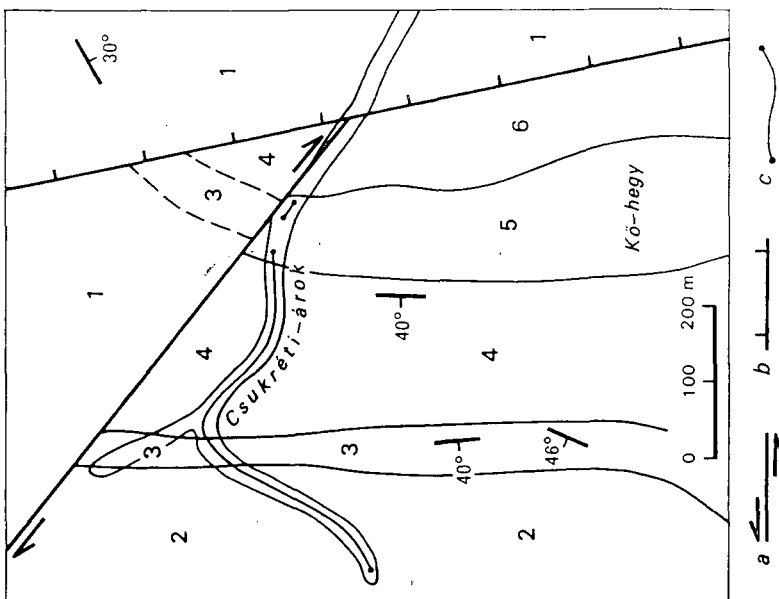
A cordevolei—juli alemeletek határát ott javasolják megvonni, ahol az *austriacum*-biozónájába tartozó képződmények jellemző sporomorpha-elemei (*maljavkinae*, *densus*, *quadrifidus*) fellépnek.

Az *austriacum*-biozóna felső határát, azaz a juli—tuvali alemeletek határát a Csukréti-árok feltárása nem éri el.

A vizsgált rétegsor lito-, bio-, és kronosztratigráfiai értékelésén kívül az üledék-gyűjtő fejlődéstörténetére vonatkozó következtetéseket vonnak le a szerves és szervet-len mikrofácies-elemzések együttes értelmezése alapján.

Bevezetés

Balatoncsicsó községtől KDK-re, mintegy 1,5 km-re, a Csukréti-patak tektonikusan preformált völgyének felső szakaszában a karni képződmények közül a Füredi Mésző Formáció felső, átmeneti rétegei és a Veszprémi Márga Formáció mindhárom tagozata viszonylag jó feltérési körülmények között tanulmányozható (1—2. ábra). A Veszprémi Márga Formáció felszíni feltérásai közül biosztratigráfiai vizsgálatokra ez a szelvény látszott legalkalmasabbnak, ezért munkánkat ezzel kezdtük.



1. ábra. Helyszínrajz

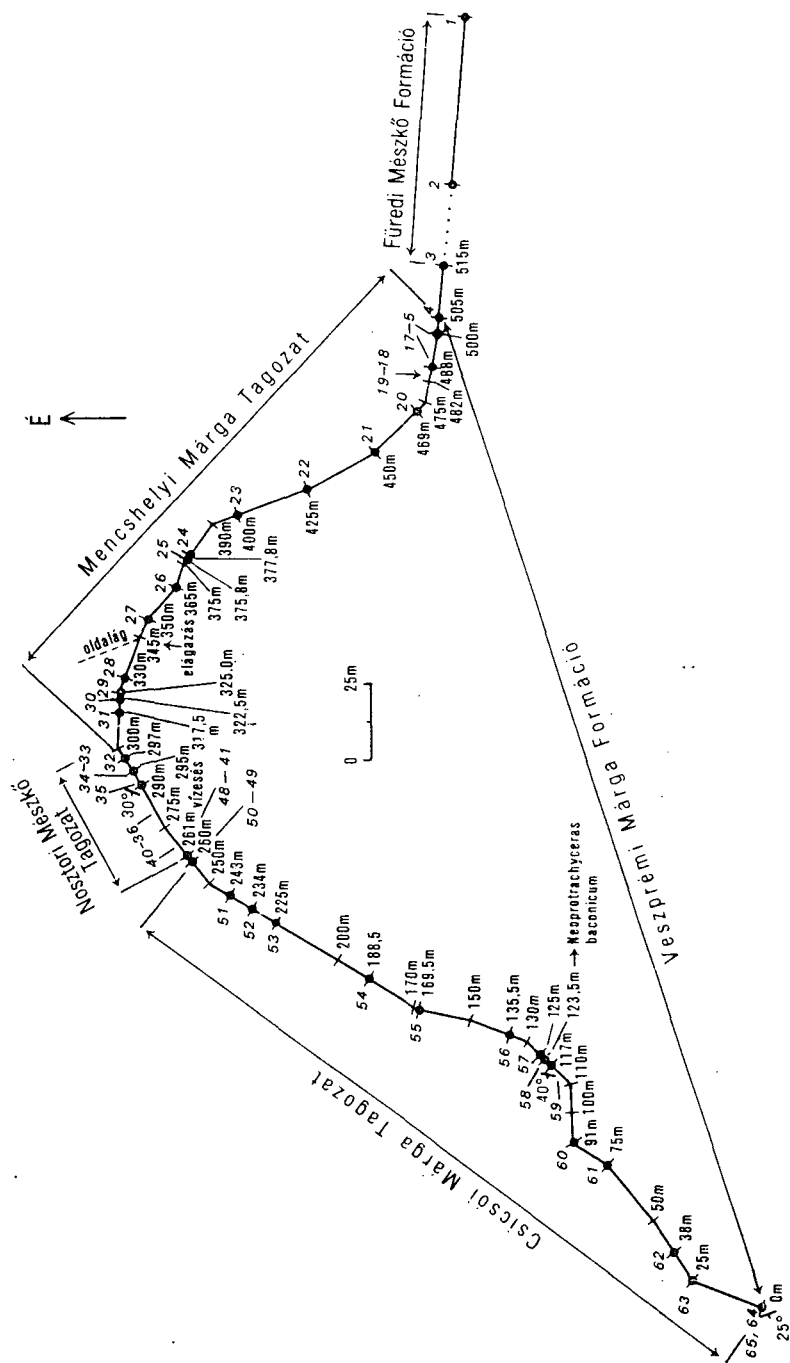
Fig. 1. Layout

2. ábra. A Csukréti-árok környékének földtani térképe (Csillag G. 1988 alapján)

Felső-triász: 1. Veszprémi Márga Formáció általában, 2. Csicsó Márga Tagozat, 3. Nosztori Mészke Tagozat, 4. Mentshelyi Márga Tagozat, 5. Füredi Mészke Formáció, 6. Buchensteini Formáció, 7. Horizontalis elmozdulás, 8. vető, 9. szelvényvonal

Fig. 2. A geological map of the environs of the Csukréti-árok (Csukréti ravine) (compiled by G. Csillag 1988)

Upper Triassic: 1. Veszprém Marl Formation in general, 2. Csicsó Marl Member, 3. Nosztor Limestone Member, 4. Mentshely Marl Member, 5. Füred Limestone Formation, 6. Buchenstein Formation, 7. Horizontal displacement, 8. fault, 9. profile line



3. ábra. Balatoncsicsó, Csukréti-árok mintavételi helyei
Fig. 3. Samplings sites in Csukréti-ravin, Balatoncsicsó

A mintavételi helyeket a Füredi Mészke Formáció felső szakaszától kiindulva a völgyfőig (3—65), a mérési pontokat pedig a völgyfőtől kezdődően (0—515 m) jelöljük a patak szelvényrajzán (3. ábra). Ezen az ábrán tüntetjük fel a Veszprémi Márga Formáció három tagozatát feltáró szelvénytakaszokat is.

Feltérési viszonyok

A Csukréti-patak medrében tanulmányozott karni képződmények feltérásainak állapota a csapadékviszonyoktól, a patak vízhozamától függően szeszélyesen változó, különösen a Veszprémi Márga Formáció márgafeltérásaié.

A Füredi Mészke Formáció képződményeinek itt csupán két feltérását ismerjük. Ezek egyike kb. a meder középső szakaszában, mintegy 100 m-re K-re, attól a helytől található, ahol a csicsói szőlők kezdeténél az árokba vezető erdei ösvény keresztezi a patakot (3. ábra, 1. sz. mintavételi pont). Itt, a patak jobb partján, csapás mentén 3—4 m hosszan, a Füredi Mészke Formáció néhány, 30—40 cm vastag barnásszürke, tömött szövetű mészkepadját tárta fel a patak. Mivel e feltérásban a mészkepadok formáción belüli rétegtani helyzete nem állapítható meg, ezért a meder szelvényébe ezt a helyet nem vettük fel. A 3. ábrán csupán mintavételi pontként szerepel, a mészke mikrofácies-vizsgálata miatt.

A Füredi Mészke Formáció második feltérása már a mért szelvénytakaszra esik. Az 515 m-es mérési pontnál, a patakmederben, azt mintegy 45° szögben keresztezve, a formáció felső 15—20 cm vastag agyagos mészke—mészke—rétegek váltakozásából álló átmeneti szakaszából egy 5 m hosszúságú dőlés menti feltérás található, amikor nagyobb esőzés után, a patak vízének energiája a meder iszapját letakarítja a réteglapokról.

A Veszprémi Márga Formáció alsó, ún. Mencshelyi Márga Tagozatának feltérásai sokkal jobbakként, mint a fekvőjét alkotó Füredi Mészke. Az uralkodóan 2—4 cm vékony agyagmárga-, márgarétegekből álló tagozat dőlés mentén harántolva, csaknem egészében, végignyomozható a patakmederben, a belőle fokozatos üledékképződéssel kifejlődött, fedőjét alkotó Nosztori Mészke Tagozatig. A Mencshelyi Márga Tagozat képződményeit a 297—505 m közötti szelvénytakaszban, a 4—32. sz. mintavételi pontokon vett mintákon vizsgáltuk (3. ábra).

A Veszprémi Márga Formáció középső tagozatát alkotó Nosztori Mészke litosztatigráfiai alsó határát a Mencshelyi Márga Tagozat fokozatos karbonáttartalom-növekedésű felső szakaszában, az első agyagos mészke réteg megjelenésénél húztuk meg. A patak mért szelvényében ez a réteg (33. sz. mintavételi pont) a 295 m mérési pontnál van. A Nosztori Mészke Tagozat litosztatigráfiai felső határát az utolsó mészkepad, ill. a fedőjét alkotó Csicsói Márga Tagozat első rétege határozza meg. Mért szelvénytakaszban ez a határ 260,5 m-es mérési pontnál van. Ebből a tagozatból vizsgált minták a 33—48. sz. mintavételi pontokból valók.

Míg a Mencshelyi Márga Tagozat kifejlődése a Füredi Mészkeből, ill. a Nosztori Mészke kifejlődése a Mencshelyi Márgából megállapíthatóan fokozatosnak vehető, addig a Nosztori Mészke Tagozat és a Csicsói Márga Tagozat érintkezésénél ez nem mondható. Úgy tűnik, a két tagozat itt tektonikusan érintkezik. Erre utal egyrészt a Mencshely, Mt. 1. sz. fúrás rétegsorából megismert Nosztori Mészke felső, átmeneti szakaszának itteni hiánya, másrészt a tagozat 6—8 m-nél nem nagyobb vastagsága. Lóczy L. (1913., p. 138, 140) az ún. ausztriakumos mészke vastagságát 10—15 m-re becsülte. A Mencshely, Mt. 1. sz. fúrás 19,6—63,5 m között harántolta e képződményeket. Figyelembe véve a fúrás e szakaszában mérhető átlag 45° körüli rétegdőléseket, a Nosztori Mészke Tagozat valódi vastagsága 15—20 m-nek vehető.

Ezek alapján valószínűsíthető, hogy a Csukréti-patak e szakaszában a Nosztori Mész-kő Tagozat felső, átmeneti rétegeiből 1–2 méternyi hiányozhat. Hogy ez a hiány valóban a mészkőtagozatra és nem a felette települt Csicsói Márgára esik, azt ugyancsak a Met. 1. sz. fúrás vizsgálati eredményeivel történt összevetéssel igazolhatjuk. A Met. 1. sz. fúrás 17,7 m mélységközéből, a Nosztori Mész-kő Tagozat fedőjét alkotó Csicsói Márga alsó szakaszából vett minta sporomorpha-együttese olyan szoros kapcsolatot mutat a Csukréti-patak feltárásából, a két tagozat érintkezésénél, a Nosztori Mész-kő fedőjét alkotó legalsó márgarétegből vett 49. sz. minta sporomorpha-együttesével, ami a márga jelentékeny hiányát itt nem igazolhatja.

A Veszprémi Márga Formáció felső, ún. Csicsói Márga Tagozatának ugyancsak kitűnő feltárásait találjuk a patakmederben. A 0–260 m közé eső szelvényben a 45–65. sz. mintavételi pontoknál vett mintákat vizsgáltuk. A kitűnő feltárások ellenére is hiányossága e szakasznak, hogy a tagozat fedőjét alkotó Sándorhegyi Mész-kő Formáció itt hiányzik, továbbá hogy a 117–260 m közötti feltárások lényegében csapás mentiek, s csupán néhány m rétegvastagságot képviselnek.

A litosztratigráfiai egységek jellemzése

Füredi Mész-kő Formáció. Kőzettani megnevezése Böcker J.-tól származik (1894., p. 96). A formáció pelagikus kifejlődésű rétegei a Csukréti-árokban csupán egyetlen feltárásban tanulmányozhatók. Az 1. sz. minta alapján ez a mészkő filamentumos biomikrit. Az alapanyag helyenként mikropátosodott, piritgócos. A biogén komponensek nagy része pelagikus eredetű: filamentumokká töredezett Bivalviák, Ammonites, Roveacrinidae és néhány Radiolaria. A ritkán megjelenő bentosz elemeket néhány Foraminifera-metszet képviseli. Szövege wackestone (XX. tábla).

Szerves mikrofáciesre jellemző, hogy sporomorpha anyagot nem tartalmaz. A szárazulatról, nagyobb távolságról az üledékgyűjtő e pontjára érkező, jelentékeny szállítási energiájú folyó által szállított növényi törmelék nagy része egyetlen frakciót képvisel. Ez a 30 µm alatti szemcse nagyság jól kerekített, bontatlan, faszövet eredetű barnaszén-szemcsékből áll. Mellettek legfeljebb csupán azonos eredetű és megtartású, a közepes frakcióhoz tartozó szénszemcse található. Epidermisz- vagy algaszármazású kolloid hiányzik a szerves mikrofáciesből. Ez a mikrofácies nyílt vízi üledékképződési környezetre és redukciós közegre utal (XXI. tábla).

A formáció felső, márga–agyagos mészkő váltakozásából álló átmeneti szakaszából, a 3. sz. mintavételi pontról vett minták szöveti képe és mikrofáciese az előzőnél partközeli, sekélyebb vízi, magasabb pelittartalmú, redukciós közegű hullámbázis alatti, de még nyílt vízi környezetet jelez. A formációnak ezt a részét Lóczy L. (1913., p. 125) már nem sorolja a „füredi mészkőhöz”, hanem az általa „felső márgák”-nak nevezett egységhez. Másutt azonban ő is „átmeneti rétegek”-nek nevezi, és vastagságát 10–15 m-nél nem becslőli nagyobbak (p. 126). A Füredi Mész-kő Formáció és a belőle folyamatos üledékképződéssel kifejlődött Veszprémi Márga Formáció határáról Lóczy L. (1913., p. 125.) így ír: „Én ott szeretném a márgák alsó határát megvonni, ahol a márgásodó sárga mészkő a *Daonella reticulata* Mojs. fajt egyéb daonellák társaságában kezdi bőven tartalmazni.”

A Veszprémi Márga Formáció *Mencshelyi Márga Tagozata*. Litosztratigráfiai elnevezése — a Mencshely, Met. 1. sz. fúrásról — Csillag G.-tól származik. Lóczy L. (1913) a Balaton-felvidéki felszíni feltárásokban ezeket a képződményeket a felső márga alsó részének (p. 128) vagy csak egyszerűen „estheriai márgák”-nak nevezte (p. 135). A tagozat felszíni hivatkozási szelvényének mi a Csukréti-árokban feltárt szelvényét javasoljuk. Itt átlagos vastagsága 80 m-nek vehető. A tagozat képződményeit általában igen jól rétegzett, sötét-

szürke, helyenként levelesen széteső puha agyagmárga és kissé keményebb márga legfelül agyagos és ooidos, onkoidos mészkőrétegek képviselik. FÖLDVÁRI M. elemzése szerint a terrigén eredetű, kőzetliszt szemnagyságú éles kvarciszilánkot tartalmazó frakciója átlagosan eléri a 15–20%-ot. Agyagásvány-tartalma helyenként az 50%-ot is meghaladja. Ezekben az asszociációkban domináns a normális tengeri környezetre utaló montmorillonit és illit, míg az inkább szárazföldi eredetű kaolinit és klorit mindössze 3–4%. Karbonáttartalma változó, átlagosan 20%. Alsó és felső szakaszában eléri, sőt meghaladja a 70%-ot is.

Mikrofáciasei kronológiai sorrendben a mély vízi környezetből fokozatosan kifejlődő nyílt lagúna, majd a védett lagúna kialakulását igazolják. A tagozat legfelső szakaszában egy újabb, de fokozatos aljzatsüllyedéssel járó parteltolódást, gyors karbonáttartalom- és mozgásienergia-növekedést jelez a szerves és szervetlen mikrofácies (XXII–XXV. tábla).

Nosztori Mészkő Tagozat. Elnevezése, típuslelőhelye alapján, CSILLAG G.-tól származik. Lóczy L. (1913., p. 140) mint „a *Trachyceras austriacum* Mojs. zónabeli koninchiás mészkövet” említi. A Csukréti-árokban feltárt alsó, márgaközös mészmárga-rétegekből álló 1–1,5 m-es szakasza fokozatosan dolomitos mészkő, majd mészkő-rétegekbe megy át. Ezek világosszürke, barnásszürke, helyenként tűzköves, gumós, hullámos felületű mészkőpadok. Mikrofácies-típusai között leggyakoribb a filamentumos biomikrit és biomikropátit. Szövetük wackestone (XXVI–XXVIII. tábla). A komponensek közül helyenként gyakoriak a pelletek. A zoogén eredetű komponensek uralkodó mennyiségben pelagikus elemekből állnak: pelagikus Spongia-tűk, Bivalvia-, Radiolaria-, fragilis Roveacrinidae-, Holothuroidea-félék, valamint néhány Conodonta, halfog és Foraminifera.

A szerves mikrofáciest a márga-közbetelepülésekből határoztuk meg. Ezek relatív mennyisége a „keves” kategóriába, szemcseösszetétele pedig teljes egészében az „apró” (20–30 μm) frakcióba tartozó, jól kerekített, koptatott, de nem bontott, közepesen szénült növényi törmelékanyagból (woods) és kevés oxidált sporomorphából áll. Ezek többsége a Circumpolles-csoport exinétoredéke (XXVIII. tábla). Mellettük egy-két szerves vázú tengeri mikrop plankton maradványa figyelhető meg.

Csicsói Márga Tagozat. E tagozat elnevezése is CSILLAG G.-tól ered. Vastagsága a feltárásban 70 m-nek vehető. Lóczy L.-nál (1913., p. 140) általában „nuculás—limás márgák” jelöléssel találjuk. Kőzettani összetétele hasonló a Mencshelyi Márga Tagozatához, agyagásvány-tartalma azonban kisebb, kalcittartalma pedig nagyobb. Alsó szakaszában gyakori a puha, levelesen széteső agyagmárga, 19–22%-os montmorillonit-, 8–16%-os illit-, 3% kaolinit-, 0–2% klorit-, valamint 41–47% között ingadozó kalcit-, 0–4% dolomit- és 15% kvarctartalommal.

Szerves és szervetlen mikrofáciese nyílt lagúnáról árulkodik, amiben az üledékképződés a hullámbázis alatt, erősen reduktív környezetben folyt (XXIX–XXXIII. tábla). Ez a környezet a tagozat középső szakaszán fokozatos változással parttávolibb, nyíltabb vízi üledékgyűjtővé fejlődik, amiben agyagos mészkő, mészmárga, helyenként mészkőrétegek képződtek. Ilyen magas karbonáttartalmú rétegek feltárásait találjuk 123,5 m mérési pontnál, ahol a patak medrén mintegy 45° szögben áthúzódó, 30 cm vastag, szürke foltos — okkersárga mészkő és ennek fedőjét alkotó 2–3 cm-es rétegekből álló szürke, középkevény mészmárga van. Hasonló rétegekből épül fel a tagozat felső szakasza is a völgyfőben, ahol az uralkodó kőzetfajta a világosszürke és okkersárga, vékony réteges márga, mészmárga és agyagos mészkő, 50–54% kalcit-, 2% dolomit-, 10% kvarctartalommal. Agyagásvány-társulásaiból itt már hiányzik a kaolinit, míg a montmorillonit és illit mennyisége alig változik.

Paleontológiai jellemzés

A patakmederben feltárt felső-triász képződmények közül a *Füredi Mészkö Formáció* felső szakaszából sem a nyílt vízi, pelagikus környezetet reprezentáló rétegekből (1–2. sz. minták), sem a márga—mészkö-rétegek váltakozásából álló átmeneti szakaszból (3. sz. minta) makrofauna — eddig — nem került elő. Lóczy L. (1913., p. 130) viszont a Csákány-hegyről, DOSZTÁLY L. (1989) pedig a száka-hegyi kőfejtőből éppen ezekből a rétegekből találtak egy-egy *Trachyceras aon* (MÜNSTER) példányt. Ugyanezen kőzetek vékony-csiszolataiban és oldási maradékaiban bentosz Foraminiferák: *Pseudonodosaria obconica* (REUSS), *Astacolus karnicus* (OBERHAUSER), *Tolypammina* div. sp., *Gsollbergella spiroculiformis* (ORAVECZ—SCHEFFER), tömeges filamentum, jelentős mennyiségű Roveacrinidae, néhány Radiolaria, Gastropoda és halfog található.

Sporomorpha csak az átmeneti szakasz márgarétegeiből került elő (315 m-nél). A magas karbonáttartalom miatti gyenge megtartási állapot és az erős szelektív fosszilizáció ellenére is megállapítható, hogy a sporomorpha-szemcsék többsége a Circumpolles-csoporthoz tartozik, és az Enzonalasporites, Vallasporites nemzetségek tagjaiból áll. A Foraminifera-társulásra jellemző, hogy a Füredi Mészköből megismert Pseudonodosaria-, Tolypammina-dominancia mellett ebben az átmeneti szakaszban már megjelennek a Duostomina nemzetség tagjai, amelyek a Meneshelyi Márga alsó szakaszában dominánssá válnak (VIII–X. tábla).

A *Veszprémi Márga Formáció* alsó, ún. *Meneshelyi Márga Tagozatának* ősmaradványtartalma már jóval gazdagabb. Elsősorban a sporomorpha asszociációja (I–VII. tábla). Az egyes minták együtteseiben szereplő taxonok közül a legjelentősebbek:

- Duplicisporites scurrilis* (SCHEURING 1970) SCHEURING, 1978,
- Duplicisporites verrucosus* LESCHIK 1955
- Duplicisporites tenebrosus* (SCHEURING 1970) SCHEURING 1978
- Duplicisporites dispartitus* (LESCHIK 1955) SCHEURING 1978
- Duplicisporites granulatus* LESCHIK 1955
- Duplicisporites mancus* (LESCHIK 1957) KLAUS 1960
- Aulisporites astigmus* (LESCHIK 1955) KLAUS 1960
- Camerosporites secatus* LESCHIK 1955
- Enzonalasporites tenuis* LESCHIK 1955
- Enzonalasporites vigens* (LESCHIK 1955) SCHEURING 1970
- Vallasporites ignacii* LESCHIK 1955
- Praecirculina granifera* (LESCHIK 1955) KLAUS 1960
- Ellipsovelatisporites plicatus* KLAUS 1960
- Schizosaccus keuperi* MÄDLER 1964/a
- Triadispora obscura* SCHEURING 1970
- Triadispora delicata* ORL.—ZW. 1983
- Alisporites aequalis* MÄDLER 1964
- Alisporites toralis* (LESCHIK 1955) CLARKE 1965
- Alisporites robustus* NILSSON 1958
- Lueckisporites cf. singhii* BALME 1970
- Aratrisporites scabratus* KLAUS 1960
- Lunatisporites acutus* LESCHIK 1955
- Ovalipollis pseudoalatus* (THIERGART 1949) SCHEURING 1976
- Umbrososaccus keuperianus* MÄDLER 1964
- Infernopollenites sulcatus* (PAUTSCH 1958) SCHEURING 1970

Mikrofaunája zömmel bentosz Foraminiferákból áll. Meghatározott taxonok:

Duostommina alta KRISTAN-TOLLMANN
Duostommina biconvexa KRISTAN-TOLLMANN
Turritoglobina mesotriasica (KOEHN-ZANINETTI)
Gsollbergella spiroloculiformis (ORAVECZ-SCH.)
Fronicularia sulcata BORNEMANN
Ophthalmidium exiguum KOEHN-ZANINETTI
Pachyphloides aghdarbandi (OBERHAUSER)
Nodosaria primitiva ZWINGLI-KÜBLER
Nodosaria soluta (REUSS)
Nodosaria nitidana BRAND
Nodosaria raiblana (GÜMBEL)
Dentalina subsiliqua TERQUEM
Dentalina zlambachensis KRISTAN-TOLLMANN
Lenticulina varians (BORNEMANN)
Lenticulina gottensis (FRANKE)
Lenticulina polygonata FRANKE
Vaginulinopsis protacta (BORNEMANN)
Cyclogyra pachygyra (GÜMBEL)

A Foraminiferák mellett néhány Holothuroidea-maradvány (*Theelia* cf. *lata* KOZUR ET MOSTLER, *Theelia* sp., *Achistrum* sp.), Ophiuroidea- és Echinoidea-vázelem, valamint különböző Ostracoda-fajok és Phyllopoda-teknők találhatók.

Makrofauna eddig csak a 15. sz. mintavételi pontról került elő. Ezek a vékony héjú kagylótöredékek azonban közelebből nem határozhatók meg.

A Csukréti-árok feltárásában a *Veszprémi Marga Formáció Nosztori Mészkö Tagozatának* ősmaradvány-tartalmát néhány, vékonycsiszolatból meghatározott *Foraminifera* képviseli (XVII—XIX. tábla).

Reophax sp.
Gaudryinella kotlensis TRIFONOVA
Tolypammina cf. *discoidea* TRIFONOVA
Tolypammina indistincta TRIFONOVA
Lituotuba sp.
Nodosaria ordinata TRIFONOVA
Nodosaria metensis TERQUEM
Dentalina sp.
Dentalina arbuscula TERQUEM
Dentalina minuta ORAVECZ—SCH.
Glomospira kuthani (SALAJ)
Pilamminella gemerica SALAJ
Polytaxis n. sp.

Az oldási maradékból előkerült *Radiolariákat* DOSZTÁLY LAJOS határozta meg:

Ganoptum sp.
Capunchosphaera sp.
Hagiastrum sp.
Paleosaturnalis sp.
Paronella sp.
Praeorbiculiformella sp.
Sarla sp.

A *Conodonta*-maradványok KOVÁCS SÁNDOR szerint az alábbiak:

Gondolella polygnathiformis BUDUROV et STEF.

Gladigondolella sp.

Sporomorpha-anyagát a tagozat alsó, márgaközös szakaszából nyertük. Az erősen roncsolt exinéjú és kevés példányszámú együttesben felismerhetők az előző tagozatban is szereplő Enzonalasporites és Alisporites nemzetségek tagjai, valamint a Patinasporites és a Staurosaccites egy-két példánya. Ez utóbbi két nemzetség fajai belépő elemeknek minősülnek.

A Csicsói Márga Tagozat ősmaradvány-tartalmában szereplő *Neoprotrachyceras baco-nicum* (MOJS.) példányát (XIX. tábla, 1. ábra) az 58. sz. mintavételi pontról CSILLAG GÁBOR gyűjtötte, és VÖRÖS ATTILA határozta meg. Néhány Ammonites és kagyló került elő a 61. sz. mintavételi pontról is. CSONTOSNÉ KISS KATALIN *Halobia rugosa* HAUER, *Trachyceras* sp. és *Gonodus astartiformis* MÜNSTER maradványait határozta meg.

Mikrofaunája szegényes. Az iszapolási maradékban az

Ammodiscus inaequabilis STYK

Glomospira kuthani (SALAJ)

Astacolus karnicus (OBERHAUSER)

Lenticulina gottensis (FRANKE)

Pseudonodosaria cf. *ploechingeri* (OBERHAUSER)

Dentalina turgida SCHWAGER

Dentalina zlabachensis KRISTAN-TOLLMANN

Dentalina arbuscula TERQUEM

Dentalina subsiliqua FRANKE

Pachyphloides sp.

Ophthalmidium tori KOEHN-ZANINETTI

Gsollbergella spiroloculiformis (ORAVECZ-SCH.)

taxonokat lehetett meghatározni (XVII—XIX. tábla). Mellettük a *Bactryllum canaliculatum* HEER koprolit néhány példánya, az *Osteocrinus rectus* FRIZZEL, Roveacrinidae, valamint egy-két Echinoidea-fragmentum található a maradványegyüttesben.

A tagozat ősmaradvány-tartalmában legnagyobb faj- és egyedszámmal a sporomorpha-anyag szerepel (XI—XV. tábla). Legjellemzőbb elemei az alábbiak:

Gibeosporites lativerrucosus (LESCHIK 1955) LESCHIK 1959

Verrucosisporites morulae KLAUS 1960

Aratrisporites paenulatus PLAYFORD ET DETTMANN 1965

Praecirculina granifer (LESCHIK 1955) KLAUS 1960

Duplicisporites tenebrosus (SCHEURING 1970) SCHEURING 1979

Duplicisporites maljavkinae (KLAUS 1960) SCHEURING 1979

Duplicisporites novimundanus (LESCHIK 1955) LESCHIK 1979

Patinasporites toralis LESCHIK 1955

Patinasporites densus LESCHIK 1955

Alisporites robustus NILSSON 1958

Triadispora boelchi SCHEURING 1970

Staurosaccites quadrifidus DOLBY 1976

Lunatisporites noviaulensis mollis SCHEURING 1970

Sulcatisporites krauseli MÄDLER 1964/a

Ovalipollis brutus SCHEURING 1970

Infernopollenites sulcatus (PAUTSCH 1958) 1970

Infernopollenites sp.

Dictyotidium reticulatum SCHULCZ 1965

Biosztratigráfiai értékelés, kronosztratigráfiai besorolás

A Csukréti-árok triász képződményeiből előkerült különböző ősmaradvány-együttesek biosztratigráfiai elemzésénél figyelembe vettük ugyan a maradvány-együttesekben szereplő, az alpi és a germán triázon belül ismert fajok fajoltóit, de értékelésüknél elsősorban a szelvény rétegsorában mutatott taxonösszetételükre és dominancia-viszonyaikra támaszkodtunk. Az egyes litosztratigráfiai egységek kronosztratigráfiai értékű besorolását pedig alapvetően az orthosztratigráfiai értékű Ammonites fajok előfordulása, ill. az ilyeneket tartalmazó rétegekkel történt korrelációs lehetőségek szabják meg.

A Füredi Mészkö Formáció patakmederben feltárt felső, átmeneti szakaszának a *Trachyceras aon* taxon zónába történő besorolását az alábbiak tették lehetővé:

— *Trachyceras aon* példányok eddig a Füredi-Mészkö Formációnak csak a felső, átmeneti szakaszából kerültek elő. LÓCZY L. (1913. p. 130) a csopaki Csákány-hegy ÉNy-i oldalán levő feltárásban, DOSZTÁLY L. (1991) pedig a száka-hegyi kőfejtőben találtak egy-egy példányt.

— Ugyanebben az átmeneti szakaszban jelenik meg először a *Duostomina* Foraminifera nemzetség is, egy *Tolypammina*—*Pseudonodosaria* vezetésű együttesben, amelynek ilyen taxonösszetétele a karni rétegsornak kizárólag erre a szakaszára korlátozódik.

— Ez a jellegzetes mikrofauna-együttes a Csukréti-patak medrében feltárt Füredi Mészkö Formáció felső, átmeneti szakaszában is megvan.

A Füredi Mészkö Formáció filamentumos, *Roveacrinida* és *Tolypammina* társulásából fokozatosan fejlődik ki egy *Duostomina* vezetésű Foraminifera-együttes, amiben a karni emeletre korlátozódó *Gsollbergella spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCH. 1968) és a ladini emeletből átjövő *Nodosaridae* nemzetségek tagjai következetes előfordulásúak. Ez a Füredi Mészkö Formáció felső, átmeneti szakaszában megjelenő st.-cassiani típusú mikrofauna-együttes jól követhető a Veszprémi Márga Formáció Mencshelyi Márga Tagozatának alsó szakaszában, az ún. „estheriás” rétegekig.

A st.-cassiani mikrofauna első leírója KRISTAN-TOLLMANN (1960). A cordevolei típus-areájából, a pralongiai feltárások márgás képződményeiből közölte ezt a *Duostomina* társulást. Ezek a pralongiai rétegek izokronnak vehetők a cordevolei Prati di Stuores-i sztratotípus hasonló képződményeivel.

Ami a hazai korrelációs lehetőségeket illeti, idézhetjük Lóczy L.-nak (1913., p. 130—131) „A csopaki-árok jobbán levő kis márgafejtők”-ből előkerült, „inkább st.-cassiani” típusú makrofaunát tartalmazó képződményekkel kapcsolatos megfigyelését: „Ezek a márgák a füredi mészkőnek csaknem közvetlen fedőjében vannak, illetőleg azokon a daonellás, gumós, márgás mészkőpadokon nyugszanak, amelyekkel a felső márgacsoport kezdődik, s amelyekből egy *Trachyceras aon* KLIPSTEIN példány is előkerült.” Úgy véljük, nem szorul bizonyításra, hogy ezek a rétegek már a Mencshelyi Márga Tagozat képződményei, következésképpen a *Csukréti-árokban feltárt Mencshelyi Márga Tagozat alsó szakasza is a Trachyceras aon taxon zónába tartozik*. Ez a biosztratigráfiai besorolás határozza meg egyúttal annak a gazdag sporomorpha-együttesnek is a kronosztratigráfiai státusát, ami a Csukréti-árok Mencshelyi Márga Tagozatának 505 m és 322,5 m közötti szakaszából származó 4—30. sz. mintákban következetesen megjelenik.

Erre a sporomorpha-asszociációra általában jellemző a *Circumpolles*-csoport dominanciája a *Bisaccatoc*-kal szemben (a két csoport aránya a tagozaton belül 71:29 és 77:23 között változik). *Palynosztratigráfiai jellemzői*:

— Az *Enzonalasporites*—*Vallasporites*—*Duplicisprites* dominanciájú társulásokból hiányzik a *Patinasporites densus* LESCHIK 1955 és a *Duplicisporites maljavkinae* (KLAUS 1960) SCHEURING 1978, amelyek a Csicsói Márga Tagozatban következetes előfordulásúak.

— A szubdominans Bisaccatok csoportjában leggyakoribb *Alisporites* és *Triadispora* nemzetségek tagjai mellett hiányzó elemeknek tekinthetők a *Staurosaccites quadrifidus* DOLBY 1976, az *Ovalipollis brutus* SCHEURING 1970, és a *Sulcatissporites kraeuseli* MÄDLER 1964a, amelyek a Csicsói Márga Tagozat jellemző fajai.

— Míg a ladini emeletből áthúzódó elemek közül a *Triadispora* nemzetség tagjai következetes előfordulásúak, addig a legjellemzőbb ladini faj, a *Kuglerina meieriana* SCHEURING itt hiányzik.

Ennek az együttesnek a *Trachyceras aon* taxon zónába való tartozása fölveti e biozóna kronosztratigráfiai státusának közel száz éve megoldatlan kérdését. Ezzel kapcsolatban utalnunk kell elsősorban MOJSISOVICS E.—WAAGEN W.—DIENER C. (1895) triónak az alpi triász Ammonites zónációjára vonatkozó úttörő munkájára, amiben a karni emeletet három alemeletre tagolják. Ebben a tagolásban a cordevolei alemelet a *Trachyceras aon* taxon zónának, a Tr. aonoides taxon zóna pedig a juli alemeletnek megfelelője. Ezzel a javaslat-tal szemben ROSENBERG G. (1957) a cordevolei alemeletet a ladiniba tartozónak vélte. Később, JACOBSHAGEN V. (1961) újra a karni alemeleteként definiálta. URLICHS M. (1974) nagy érdeme, hogy kijelölte a cordevolei alemelet sztratotípusát, amit Val Badiában, a Prati di Stuores-i szelvényben a St.-cassiani Formáción belül definiált. Ebben a szelvényben, a St.-cassiani Formáció felső részében 23 Ammonites „szintet” határozott meg. Ebből 22-t az aon biozónába sorolt. Ezzel nemcsak jelentősen gazdagította az aon zóna paleontológiai tartalmát, de lényegesen emelte a cordevolei alemelet kronosztratigráfiai értékét.

KRYSTYN L. (1978) a mediterrán alpi triász alsó karni bio- és kronosztratigráfiai tagolásra tett új javaslatot. Szerinte a karni két osztátú és az alsó-karnit egyedül a juli alemelet képviseli. A cordevolei nála nem alemelet rangú. A juli alemeletben két biozónát különít el: az alsót a *Trachyceras aonoides*-ről, a felsőt az *Austrotrachyceras austriacum*-ról nevezte el. Az aonoides zónán belül az aon és az aonoides szubzónákat, az austriacum zónán belül pedig az austriacum és a Sirenites szubzónákat különböztette meg.

Legújabban BIZZARINI F.—LAGHI G.—RUSSO F.—URLICHS M. (1986) vizsgálataik során kibővítették a st.-cassiani Formáció típusareáját, és eredményeik következményeként új javaslatot tettek a formáció bio- és kronosztratigráfiai tagolására: a *Trachyceras aon* taxon zónát a cordevolei kronosztratigráfiai megfelelőjének, azaz a karni emelet alemeletének tekintik. A milieres-cianzoppói és tamarini szelvényekkel kibővített típusareán belül, a st.-cassiani faunával korrelált Prati di Stuores-i szelvényekben kimutatják a juli emelet alsó, aonoides zónáját és a felső julit jelentő austriacum zónát. Ezzel a javaslatukkal — KRYSTYN L.-al (1978) szemben — lényegében Mojsisovics E. et al. (1895) karni beosztását erősítik. Ami e biozónák státusát, ill. a cordevolei és juli alemeletek kérdését illeti, jelen sorok írói a Balaton-felvidéki karni rétegsorok eddigi vizsgálatai alapján az alábbi következtetésekre jutottunk:

— Míg a *Trachyceras aon* (MÜNSTER) egy-egy példánya előkerült a Csákány-hegy (Lóczy L. 1913., p. 130) és a Száka-hegy (DOSZTÁLY L. 1989., pp. 309) feltárásaiból, a Füredi Mész-kő Formáció felső, átmeneti szakaszából, és így az aon taxon zóna jelenlétét közvetlenül igazolják, addig a *Trachyceras aonoides* (Mojs.)-nak eddig egyetlen példánya sem ismert Magyarországról. Az aonoides taxon zóna jelenléte tehát zónajelző Ammonitessel közvetlenül nem bizonyítható.

— A *Trachyceras aon*-tartalmú rétegek Duostomina vezetésű Foraminifera-faunája jól követhető a Balaton-felvidék karni rétegsorában (ORAVECZNÉ SCHEFFER A. 1987) a Füredi Mész-kő Formáció felső, márga—agyagos mész-kő—mész-kő váltakozásából álló átmeneti szakaszában és a fedőjét alkotó Mencshelyi Márga Tagozat alsó szakaszában. A Csukréti-árokban ez a 4. sz.-tól a 13. sz. mintavételi pontig terjed. Az aon taxon zóna tehát ezáltal közvetve igazolható ebben a rétegsorban. A zóna felső határa azonban Foraminiferákkal sem állapítható meg, mivel a szelvénynek ebben a szakaszában, azaz a 14. sz. mintavételi

ponttól kezdődően a 19.-ig bezárólag egy Duostomina-mentes, apró Gastropodákban, Conchostracaban és Ostracodaban gazdag szakasz következik.

Ha azonban a Foraminiferák, ill. a mikrofauna mellett figyelembe vesszük a sporomorpha-asszociációk dominancia viszonyait is, akkor úgy tűnik, hogy nemcsak az aon zóna felső határának, de a cordevolei és juli alemeletek határának megvonására is kielégítő választ kapunk, az alábbi adatok alapján:

— A Csukréti-árok Duostomina vezetésű Foraminifera-együttesekkel jellemezhető képződményekben gazdag, jó megtartású, Circumpolles vezetésű, Bisaccat szubdominanciájú, de Staurosaccites quadrifidus és Patinasporites nélküli sporomorpha-együttesek vannak. Ezek az együttesek a Mencshelyi Márga Tagozat rétegsorában a 4. sz. mintától a 30. sz. mintáig, a taxonösszetétel jelentős változása nélkül jól követhetők. A Mencshelyi Márga Tagozat rétegsorában ez a szakasz az 500 m-es mérési ponttól a 322,5 m-es pontig terjed, ami már a tagozat legfelső szakaszában van.

— A 31. sz. mintában tűnnek fel először azok a sporomorpha-elemek, amelyek az Austrotrachyceras austriacum biozónájában, azaz a juli alemeletben már asszociációformáló szerepet nyerne. Ilyen értékű taxonnak bizonyult ebben a szelvényben a *Patinasporites densus* és a *Staurosaccites quadrifidus*, miután a 31. sz. mintában történő első megjelenésük után a Nosztori Mészkő Tagozat fedőjét alkotó Csicsói Márga Tagozat első mintájában (49. sz. minta, 260. mérési pontnál) már domináns értékűek. Ez állapítható meg a Met. 1. sz. fúrás rétegsorában is, amelyben a Nosztori Mészkő Tagozat közvetlen fedőjéből, a 17,7 m mélységszélről vett márgarétegben a quadrifidus már következetes előfordulása.

— A sporomorpha-együttesek alapján tehát úgy tűnik, hogy az *aon biozóna felső határa*, azaz a *cordevolei—juli alemelet határa* a Csukréti-árok feltárásában kijelölhető. Ez a határ a Mencshelyi Márga Tagozat legfelső szakaszában, a 30. és 31. mintavételi pontok között, a szelvény 322,5 m és 317,5 m-es mérési pontjai között határozható meg.

— Ezt látszik megerősíteni az a Foraminifera-együttes is, ami a patak mellékágában, a Mencshelyi Márga Tagozat legfelső szakaszából, egy onkoidos—oidos mészkőrétégből került elő (XVI., XXV. tábla). Ez az *Aulotortus sinuosus* WEYN., *Lamelliconus multispirus* (OBERH.), *Variostoma exile* KRISTAN, *Triadodiscus eomesozoicus* (OBERH.) taxon-összetételű maradványegyüttes az itt először megjelenő és a tuvali alemeletben, ill. a nóri emeletben virágkorát élő Aulotortus nemzetség tagjaival minden bizonnyal már a cordevolei végét, vagy a juli kezdetét jelzi a rétegsorban.

— Amennyire megalapozottnak tűnik a cordevolei és juli alemeletek parasztratigráfiai határának kijelölési lehetősége a Csukréti-árok szelvényében, olyan bizonytalannak mondható az *aonoides biozóna* jelenléte és az *austriacum biozóna* közti határának meghatározása a Balaton-felvidéki karni rétegsorokban. Ezt a bizonytalanságot nemcsak az a tény okozza, hogy a magyarországi triászból *aonoides* eddig még nem ismert, de az a körülmény is, hogy a több lelőhelyről, több példánnyal képviselt *Austrotrachyceras austriacum* (MOJS.)-ról sem deríthető ki, hogy a 15—20 m-nél nem vastagabb Nosztori Mészkő Tagozatnak melyik szakaszában jelenik meg, és meddig található. (LACZKÓ D. 1913., p. 75—144., LÓCZY L. 1913., p. 131).

A Nosztori völgy „ausztriákumos mészkő” feltárása esetében — ahonnan Lóczy L. (1913., p. 131) említi az *austriacum* előfordulását — csak gyanítjuk, hogy a tagozat felső szakaszából való, mert CSILLAG G. is ebből a „szinttáj”-ból gyűjtött több, közelebből nem meghatározható, Trachyceras-szerű kőbelet. A Met. 1. sz. fúrásban szintén a tagozat legfelső szakaszából került elő néhány hasonló Ammonites töredék.

A Csukréti-árok „ausztriákumos mészkő”-feltárásában eddig még nem találtunk makrofaunát. Jellegetes mélyvízi mikrofauna-együttesével azonban jól korrelálhatók az *austriacum*-tartalmú nosztori-völgyi feltárás képződményei. Egyidejűségükhöz tehát kétség nem férhet. Ezért a Csukréti-árokban való előfordulása is az *austriacum* zónába sorolható.

Ezt bizonyítja a tagozat fedőjét alkotó Csicsói Márgából, a mészkő felett csupán néhány m-rel magasabb rétegtani helyzetből előkerült *Neoprotrachyceras baconicum* (Mojs.), ami az austriacum zónánál mélyebbről eddig még nem ismert (XIX. tábla, 1. ábra).

A palynológiai adatok ugyanezt a biosztratigráfiai besorolást igazolják, miután a Csicsói Márga legalsó mintájában megjelenő sporomorpha-asszociáció lényeges változás nélkül követhető a Sándorhegyi Formáció alsó tagozatában rögzíthető juli—tuvali alemelet határáig.

Ha ezek alapján a Nosztori Mészkő Tagozat pelagikus elemekből álló mikrofaunáját, nevezetesen a különböző Osteocrinus, Holothuroidea töredékekből, néhány gyenge megtartású, többnyire nemzetségre is csak bizonytalanul meghatározható Radiolariából és a tagozat ősmaradvány-tartalmának ismertetésénél felsorolt bentosz Foraminiferákból, valamint a *Gondolella polygnathiformis* BUD.—STEF. Conodonta példányaiból álló együttest már az austriacum zónába tartozónak ítéljük, akkor a *Csukréti-árok feltárásában az aonoides zónába csupán a Mencshelyi Márga Tagozat legfelső szakasza és a Nosztori Mészkő Tagozat alsó, átmeneti szakasza lenne sorolható*. Ez a szelvényszakasz a 31. sz. mintavételi ponttól a 34. mintáig bezárólag, azaz a 317,5 m-es mérési ponttól a 295,0 m-es mérési pontig terjed. Biosztratigráfiailag ez egyrészt az első juli sporomorpha-elemek fellépésének (31. sz. minta), ill. az Aulotortusos, Lamelliconusos medenceperemi Foraminifera fauna megjelenésének, másrészt a pelagikus mikrofauna-együttesek kiteljesedésének felelne meg (35. sz. minta). Ha viszont a Nosztori Mészkő Tagozat alsó szakaszát is az austriacum biozónába soroljuk, akkor az aonoides biozónának — ebben a rétegsorban — sem ősmaradvány-, sem üledéktartalma nem marad.

— Az austriacum zóna vertikuma a Csicsói Márga Tagozat rétegsorában a jellegzetes és gazdag sporomorpha-együttesekkel közvetve jól nyomon követhető. Így a Csukréti-árokban feltárt szelvényszakaszban is. A tagozat legelső mintájából (49. sz. minta, a 260 m-es mérési pontnál) a legutolsóig (65. sz. minta, a „0” m-es mérési pontnál), azaz a völgyfőig. Miután ebben a densus—maljavskinae—quadrifidus trió fellépésével, ill. következetes előfordulásával jellemezhető sporomorpha-együttesben (XI—XV. tábla) lényeges változás nem állapítható meg, úgy tűnik, hogy a Csicsói Márga Tagozatnak a Csukréti-árokban feltárt rétegsora az austriacum zóna felső határát, azaz a juli—tuvali határát nem éri el. Hasonló eredményt mutat a Foraminiferák elemzése is. Az „ausztrikumus mészkő” pelagikus mikrofaunáját a Csicsói Márgában felváltó Gsollbergella és Dentalina vezetésű, *Ophthalmidium tori* KOEHN-ZAN., *Pilaminella gemerica* SALAJ, *Glomospira kuthani* (SALAJ) taxonösszetételű maradványegyüttes a juli alemeletbe való tartozásnál közelebbit nem mond (XVII—XIX. tábla). A tagozat *Halobia rugosa* HAUER, *Gonodus astartiformis* MÜNSTER és a felső-julinál idősebb képződményekből még nem ismert *Neoprotrachyceras baconicum* (Mojs.)-ból álló makrofaunája viszont már a juli alemelet felső részét rögzíti.

— Az austriacum zóna felső határa, ill. a juli—tuvali alemeletek kronosztratigráfiai határa a Veszprémi Márga Formáció fedőjét alkotó ún. Sándorhegyi Formáció rétegsorában határozható meg. Az a sporomorpha-együttes, amelyet a Csicsói Márga Tagozatnak a Csukréti-árokban feltárt képződményeiben ismerhettünk meg, a Barnag 2. sz. és a Balatonhenye 6. sz. fúrásokkal feltárt Csicsói Márga Tagozatban is megjelenik, és tovább követhető a Sándorhegyi Formációban. Ennek a jellegzetes együttesnek taxonösszetétele fokozatosan változik, és az új arculatú asszociáció kialakulása már a Sándorhegyi Formációra esik. A megváltozott taxon-összetételű és -dominanciájú sporomorpha-együttesek alapján úgy tűnik, hogy ezt a változást elsősorban a csapadék jelentős növekedésével járó klímaváltozás okozta, ami módosította nemcsak a szárazulatok vegetációjának összetételét, de az üledékgyűjtőbe áramló növényi törmeléknek, az ún. szerves mikrofáciesnek szállítási viszonyait is. Ez a változás a Barnag 2. sz. fúrásban 91,2—91,5 m mélységközben, a Balatonhenye 6. sz. fúrásban pedig 115,4 m-ben jelentkezik.

Hasonló változást tükröz a Foraminifera fauna is, ami a Barnag 2. sz. fúrásban, a Sándorhegyi Formáció rétegsorában 90,5 m-nél vált. Itt a Csicsói Márga Tagozatban megismert Gsollbergella vezetésű együttes egy Aulotortus-os, Gandinella-s társulásnak adja át asszociáció formáló szerepét.

Az austriacum zóna felső határát, azaz a juli—tuvali alemeletek palynosztratigráfiai határát ezekben a fúrási szelvényekben az említett mélységközökben javasoljuk kijelölni. Ezt a javaslatunkat azonban — mivel kívül esik a Csukréti-árok karni képződményeinek vizsgálati eredményein — egy következő dolgozatunkban fogalmazzuk meg.

IRODALOM – REFERENCES

- BIZZARINI F. ET AL. 1986: Preliminary biostratigraphic correlation between Ampezzo Basin sections and the Cordevolian stratotype (Late Triassic, Italian Dolomites). — *Lavori Soc. Ven. Sc. Nat.* 11., 151—158.
- BROGLIO LORIGA C. ET AL. 1988: Foraminiferi del Calcare del predil gruppo di raibl (Carnico inferiore; Alpi meridionali, Carnia). — *Annali dell'Università di Ferrara (Nuova Serie) Sezione: Scienze della Terra* 1.:5.
- BÖCKH J. 1872—1874: A Bakony déli részének földtani viszonyai. I—II. — *Földt. Int. Évk.* 2.:31—166., 3.:1—155.
- CIARAPICA G.—ZANINETTI L. 1984: Foraminifères et biostratigraphie dans le Trias Supérieur de la série de la Spezia (Dolomies de Coregna et formation de la Spezia, nouvelles formations), Apennin Septentrional. — *Revue de Paléobiologie.* 3. (1): 117—134.
- DOSZTÁLY L. 1991: Triász Radiolariák a Balaton-felvidékről. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1989-ről. 333—356.
- DOSZTÁLY L.—KOVÁCS S.—BUDAI T.—ORAVECZNÉ SCHEFFER A. 1989: Pécsely, Meggy-hegy Quarry. — In XXIst European Micropalaeont. Colloquium 1989. Hungary. Guidebook. 310—316.
- GÓCZÁN F.—ORAVECZNÉ SCHEFFER A.—CSILLAG G.—DOSZTÁLY L.—KOVÁCS S.—LENNER K. 1989: Balatoncsicsó, Csukréti Ravine. — In XXIst European Micropalaeontological Colloquium 1989 Hungary. Guidebook. 299—310.
- JENDREJÁKOVÁ O. 1970: Foraminiferen der oberen Trias des Slowakischen Karstes und des Muran-Plateaus. — *Geol. Carpathica.* 21. (2):343—350.
- KLAUS W. 1960: Sporen der karnischen Stufe der ostalpinen Trias. — *Jahrb. Geol. Bundesanst., Sonderb.* 5.: 107—184.
- KRISTAN-TÖLLMANN E. 1960: Rotaliidae (Foraminifera) aus der Trias der Ostalpen. — *Jb. Geol. A. Sonderbd.* 5.:47—78.
- 1970: Die Osteocrinusfazies, ein Leithorizont von Schwebcrinoiden im Oberladin—Unterkarn der Tethys. — *Erdöl und Kohle* 23.:781—789.
- LACZKÓ D. 1913: Veszprém városának és tágabb környékének geológiai leírása. — *A Balaton tud. tan. eredményei.* I. kötet 1. rész.
- LESCHIK G. 1956: Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel. II. Die Iso- und Mikrosporen. — *Schweiz. Paläontol. Abh.* 72.:1—70.
- LIMONGI P. ET AL. 1987: Turritellina zaninetti n. gen., un nouveau nom pour „Turritella” mesotriassica Koehn-Zaninetti, 1968 (Foraminifere, Trias moyen) avec remarque sur la présence de l'espèce dans le Ladinien de l'Apennin méridional. — *Arch. Sc. Genève* 40. (1):13—22.
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepődése. — *Balaton tud. tan. eredményei* I. kötet 1. rész 1—618.
- MÄDLER K. 1964a: Die geologische Verbreitung von Sporen in der deutschen Trias. — *Geol. Jahrb., Beih.* 65.:147.
- 1964b: Bemerkenswerte Sporenformen aus dem Keuper und unteren Lias. — *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.* 12.:169—200.
- OBERHAUSER R. 1960: Foraminiferen und Mikrofossilien „incertae sedis” der ladinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien. — *Jb. Geol. Bundesanst. Sonderbd.* 5.: 5—46.

- ORAVECZNÉ SCHEFFER A. 1987: A Dunántúli-középhegység triász képződményeinek Foraminiferái. — *Geol. Hung. ser. Pal.* 50. 1—331.
- ORLOWSKA-ZWOLINSKA T. 1983: Palynostratigraphy of the Upper Part of Triassic Epicontinental Sediments in Poland. — *Prace Instytutu Geologicznego.* 104.: 1—89.
- RETTORI R. ET AL. in press: Carbonate Buildups and Associated Facies in the Monte Facito Formation (Southern Apennines).
- ROSENBERG G. 1959: Geleitworte zu den Tabellen der Nord und Südalpinen Trias des Ostalpen. — *Jb. Geol. Bundesanstalt.* 102. (3): 477—479.
- SALAJ J. ET AL. 1983: Triassic Foraminifers of the West Carpathians. — Bratislava.
- SCHEURING B. W. 1970: Palynologische und palynostratigraphische Untersuchungen des Keupers im Bölchentunnel (Solothurner Jura). — *Schweiz. Paläontol.* 88.: 2—119.
- 1979: Mikroflora aus den Meridekalken des Mte. San Giorgio (Kanton Tessin). — *Schweiz. Paläontol.* 100.: 1—205.
- SCHULZ E. 1965: Sporae dispersae aus der Trias von Thüringen. — *Mitt. Zentr. Geol. Inst.*: 257—287.
- TRIFONOVA E. 1978: The Foraminifera Zones and Subzones of the Triassic in Bulgaria. II. Ladinian-Carnian. — *Geol. Balcanica* 8. (4): 49—64.
- URLICHS M. 1974: Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna der Cassianer Schichten von Cassian (Dolomiten/Italien) — Österreichische Akademie der Wissenschaften Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen 2. — Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. — The Stratigraphy of the Alpine-Mediterranean Triassic Symposium Wien, 1973
- UROSEVIC D. 1988: Microfossils from the Triassic of the Inner Belt of the Yugoslavian Carpatho-Balkanides. — *Ann. Geol. de la Péninsule Balkanique* 52.: 371—379.
- VADÁSZ E. 1933: Triassic Foraminifera from the Bakony Mountain, Hungary. — *Micropal. Bull.* 4. (2): 48—52.
- VAN DER EEM J. G. L. A. 1983: Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 6. Palynological Investigations in the Ladinian and Lower Karnian of the Western Dolomites, Italy. — Review of Palaeobotany and Palynology, 39.: 189—300.
- VISSCHER H.—KRYSTYN L. 1978: Aspects of Late Triassic palynology. 4. A palynological assemblage from ammonoid-controlled Late Karnian (Tuvalian) sediments of Sicily. — *Rev. Palaeobot. Palynol.* 26.: 93—112.
- VISSCHER H.—VAN DER ZWAN C. J. 1981: Palynology of the Circum-Mediterranean Triassic: Phytogeographical and palaeoclimatological implications. — *Geol. Rundsch.* 70.: 625—634.
- ZANINETTI L.—BRÖNNIMANN P. 1969: Sur la présence d'un Foraminifère nouveau, *Ophthalmidium tori* sp. n., dans le Carnien supérieur de Vénétie, Italie. — *Riv. Ital. Paleont. Strat.* 75. (4): 705—724.

THE STRATIGRAPHIC CHARACTERIZATION OF THE CORDEVOLIAN AND JULIAN FORMATIONS OF CSUKRÉTI RAVINE, BALATONCSICSÓ

by

F. GÓCZÁN—A. ORAVECZ-SCHEFFER—G. CSILLAG

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC: 551.761:56(439.11)

Key - words : lithostratigraphy, biostratigraphy, stratigraphic boundary, sporomorphs, Foraminifera, microfacies, Upper Triassic, Cordevolian, Julian, Balaton Highland

Out of the Triassic formations in Balaton Upland the upper, transitional part of the Füred Limestone Formation and the Mencshely Marl, Nosztor Limestone and Csicsó Marl Members of the Veszprém Marl Formation have been exposed by the tectonically pre-formed valley of Csukréti brook found in the vicinity of village Balatoncsicsó.

The authors have studied these Carnian lithostratigraphic units on a microbiostratigraphical basis. For these units, first a brief lithological description followed by a detailed palynological and microfaunal description is given. In a biostratigraphic evaluation of various sporomorphs and microfaunal assemblages the vertical ranges of *Trachyceras aon* and *Austrotrachyceras austriacum* biozones are determined in the sequence in an indirect way, then proposal is made to draw the parachronostratigraphic boundary of the Cordevolian and Julian substages. This work has been done, on one hand, by correlating them with formations containing zonally diagnostic Ammonites and, on the other hand, by a step-by-step detecting of each microfaunal and/or sporomorph assemblages in the sequence.

Based upon a *Duostomina*-dominated foraminiferal assemblage that occurs in the upper, *Trachyceras aon*-bearing beds of the Füred Limestone and becomes predominant in the lower part of the Mencshely Marl Formation, the micropaleontological features of the Cordevolian substage are as follows:

- The predominance of *Duostomina alta* KRISTAN and *D. biconvexa* KRISTAN;
- The appearance of *Gsollbergella spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER) restricted to the Carnian;
- The steady presence of *Pseudonodosaria obconica* (REUSS), *Pseudonodosaria lata* (TAPPAN), *Turrioglobina mesotriasica* (KOEHN-ZAN) and *Tolypamina* div. sp. species ranging into this substage from the Ladinian.
- For the sporomorph assemblage, the Circumpolles—to—Bisaccat ratio varies between 71:29 and 77:23;
- For the Circumpolles group the Enzonalasporites, Vallasporites and Duplicisporites, whereas for the Bisaccates the members of Alisporites and Triadispora genera are dominant;
- *Kuglerina meieriana* SCHEURING typical of the Ladinian, and *Duplicisporites maljavkinae* (KLAUS) SCHEURING, *Patinasporites densus* LESCHIK, *Staurosaccites quadrifidus* DOLBY, *Sulcatissporites krauseli* MÄDLER, throughout present in the Julian are likewise missing here.

It is proposed to trace the Cordevolian/Julian boundary by the appearance of typical sporomorph elements (as well as *maljavkinae*, *densus*, *quadrifidus*) which are characteristic of the “*austriacum* biozone”. This boundary can be marked in the uppermost part of the Mencshely Marl Member.

Considering the presence of *Austrotrachyceras austriacum* in the Nosztor Limestone Member and of *Neoprotrachyceras baconicum* in the Csicsó Marl member, the palynological and foraminiferal features of Julian formations are as follows:

- As for the sporomorph assemblage, the Circumpolles—to—Bisaccat ratio varies between 48:52 and 46:54;
- In the Circumpolles group *Duplicisporites maljavkinae* (KLAUS) SCHEURING and *Patinasporites densus* LESCHIK occur frequently, whereas from the Bisaccates *Staurosaccites quadrifidus* DOLBY plays assemblage-forming role;
- In the sporomorph assemblage *Gibeosporites lativerrucosus* (LESCHIK) LESCHIK appears and the number of specimens of Triadispora species is largely decreased;
- *Gsollbergella spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER) and members of the Dentalina genus are dominant in the foraminiferal assemblages;
- Species of first appearance are *Ophthalmidium tori* KOEHN-ZAN., *Pilaminella gemerica* SALAJ and *Glomosphira kuthani* (SALAJ);

— From the species coming over from the Ladinian the disappearance of *Turriplomina mesotriasica* (KOEHN-ZAN) is observed.

It has been stated that the upper member of the austriacum biozone, i.e. the Julian—Tuvalian boundary is not exposed by the Csukréti ravine. This boundary can be drawn in borehole sections Barnag 2 and Balatonhenye 6 representing the lower member of the Sándorhegy Formation. Here a new-faced sporomorph assemblage and a foraminiferal assemblage dominated by *Aulotortus*—*Gandinella* are instrumental in marking out the boundary of a parachronostratigraphic stage. However, this proposal will be discussed in a subsequent paper.

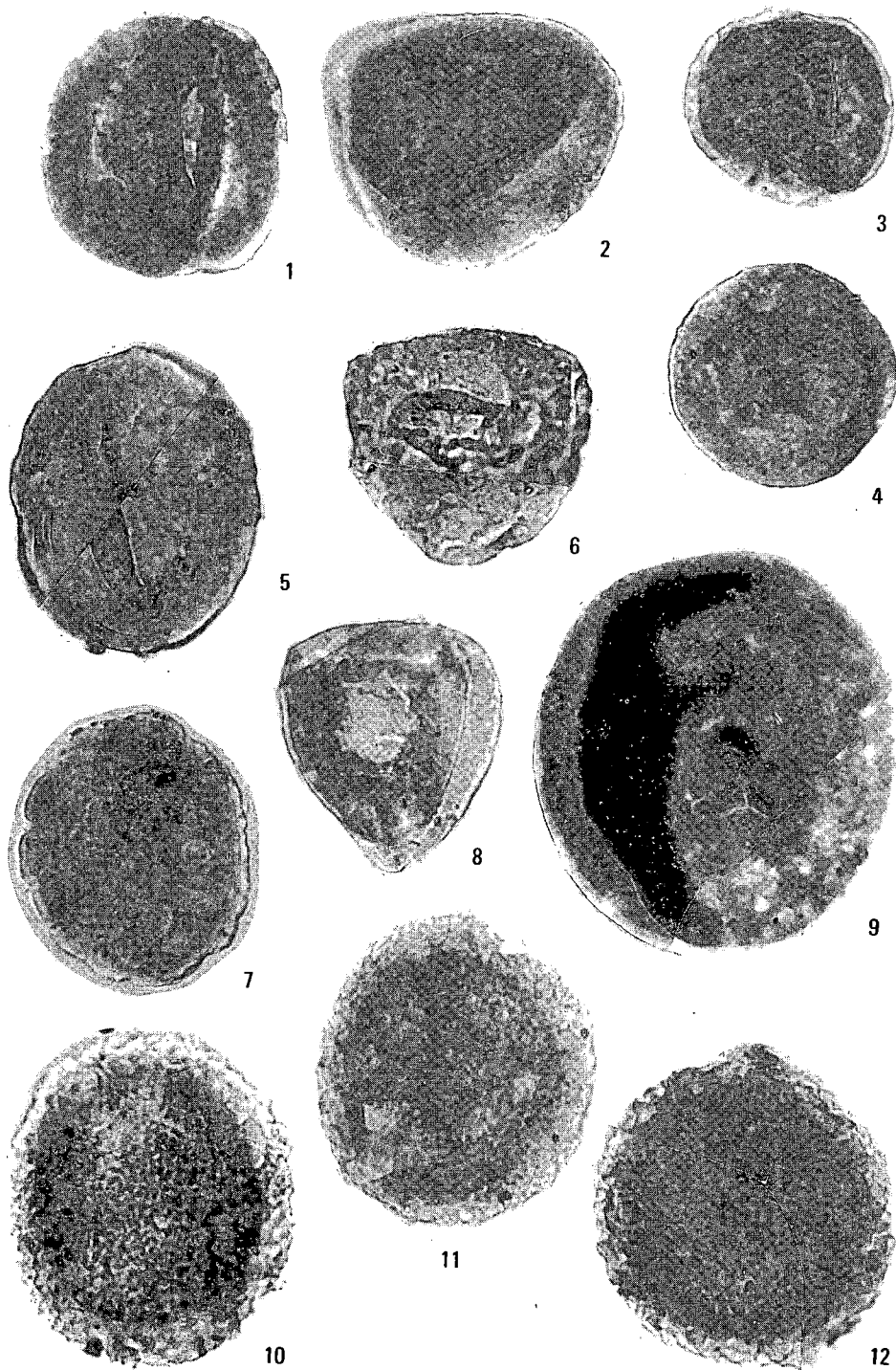
In addition to the litho-, bio-, and chronostratigraphic evaluation of the sequences studied, also paleoenvironmental conclusions on the evolution history of the sedimentary basin are drawn on the basis of the study of organic and inorganic microfacies.

I. tábla — Plate I

Cordevolei

Balatoncsicsó, Csukréti-árok, Mencshelyi Márga Tagozat
11. sz. minta, 80257/1. sz. preparátum

1. *Duplicisporites scurrilis* (SCHEURING 1970) SCHEURING 1979.
13,8—108,7 μ m, 1994/1—4 sz. felvétel
2. *Duplicisporites verrucosus* LESCHIK 1955.
14,3—100,6 μ m, 1982/21—23 sz. felvétel
- 3—4. *Duplicisporites tenebrosus* (SCHEURING 1970) SCHEURING 1978.
3: 21,2—100,3 μ m, 1982/5—6. sz. felvétel
4: 21,1—2—100,3 μ m, 1984/8—10 sz. felvétel
5. *Duplicisporites dispertitus* (LESCHIK 1955) SCHEURING 1978.
7,6—100,1 μ m, 1982/33—36 sz. felvétel
6. *Duplicisporites granulatus* LESCHIK 1955.
15,6—100,3 μ m, 1982/16—18 sz. felvétel
7. *Camerosporites secatus* LESCHIK 1955.
8,1—100,4 μ m, 1982/27—28 sz. felvétel
8. *Duplicisporites mancus* (LESCHIK 1955) KLAUS 1960.
22,0—103,0 μ m, 1983/35—36 sz. felvétel
9. *Aulisporites astigmosus* (LESCHIK 1955) KLAUS 1960.
4,7—116,3 μ m, 1982/18—21 sz. felvétel 910 \times
10. *Enzonalasporites tenuis* LESCHIK 1955.
22,3—102,8 μ m, 1983/32—33 sz. felvétel
11. *Vallasporites ignacii* LESCHIK 1955.
20,6—100,2 μ m, 1982/9—12 sz. felvétel
12. *Enzonalasporites vigenis* (LESCHIK 1955) SCHEURING 1970.
17,6—100,0 μ m, 1982/32—34 sz. felvétel
- 1—8. 10—12. = 1000 \times
9. = 890 \times

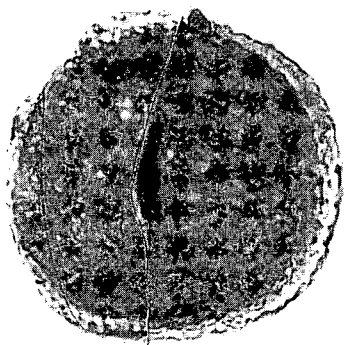


II. tábla — Plate II

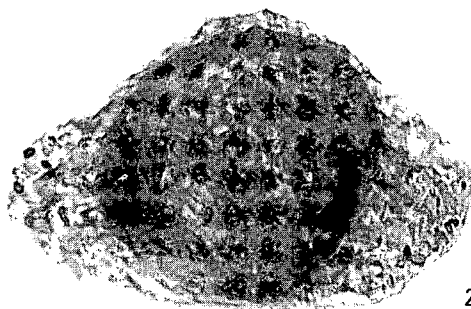
*Cordevolei**Balatoncsicsó, Csukréti-árok, Mencshelyi Márga Tagozat*

11. sz. minta, 80257/1 sz. preparátum

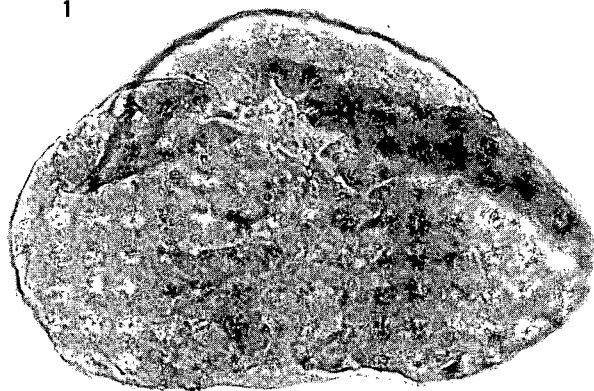
1. *Praecirculina granifer* (LESCHIK 1955) KLAUS 1960.
21,5—101,8 ksz., 1983/29—31 sz. felvétel
 2. *Ellipsovelatissporites plicatus* KLAUS 1960.
12,0—100,4 ksz., 1994/19—20 sz. felvétel
 3. *Schizosaccus keuperi* MÄDLER 1964a.
9,3—100,0 ksz., 1982/29—31 sz. felvétel
 4. *Triadispora obscura* SCHEURING 1970.
7,6—99,4 ksz., 1982/37—38 sz. felvétel
 5. *Alisporites equalis* MÄDLER 1964/a.
16,5—109,0 ksz., 1994/5—7 sz. felvétel
- 1—5. = 1000 ×



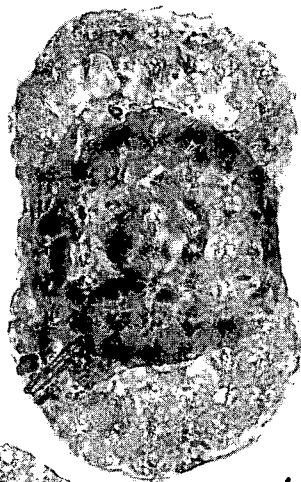
1



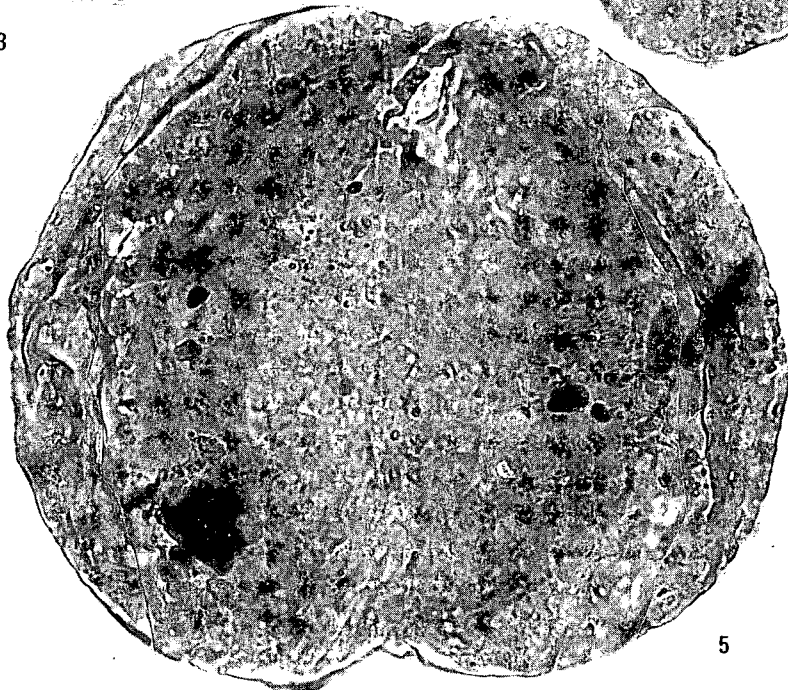
2



3



4



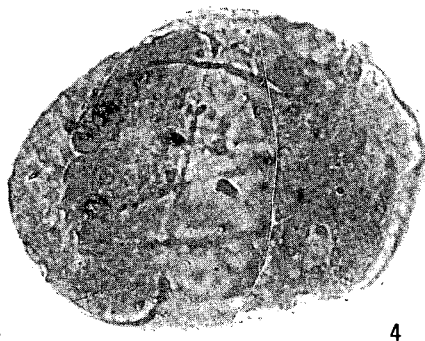
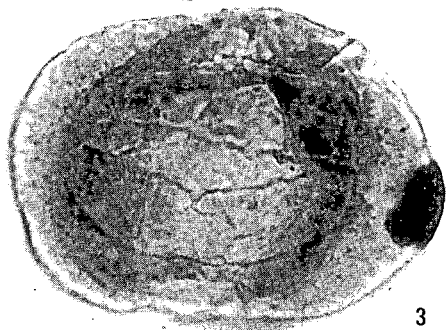
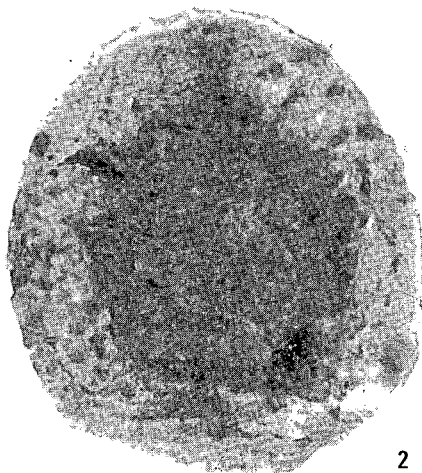
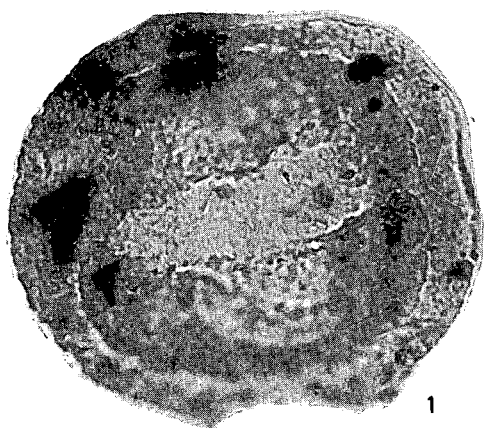
5

III. tábla — Plate III

Cordevolei

Balatoncsicsó, Csukréti-árok, Mencshelyi Márga Tagozat
11. sz. minta, 80257/1. sz. preparátum

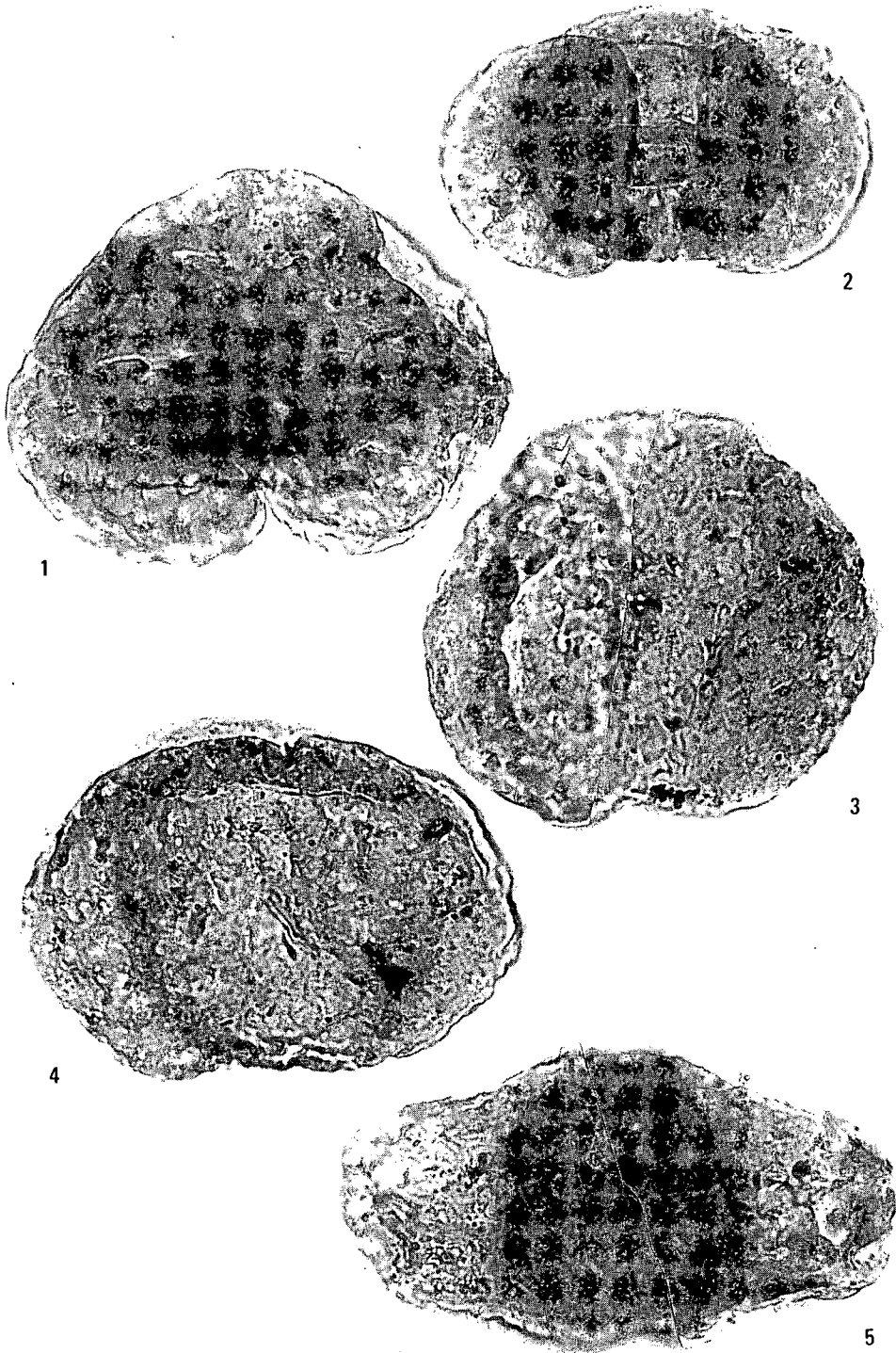
1. *Lueckisporites* cf. *singhii* BALME 1970.
7,5—99,1 μ m, 1994/13—18 sz. felvétel
 2. *Aratrisporites* *scabratus* KLAUS 1960.
21,5—109,8 μ m, 1984/21—23 sz. felvétel
 3. *Lunatisporites* *acutus* LESCHIK 1955.
11,4—102,1 μ m, 1983/15—16 sz. felvétel
 4. *Lunatisporites* *acutus* LESCHIK 1955.
4,6—102,2 μ m, 1983/3—7 sz. felvétel
 5. *Ovalipollis* *pseudoalatus* (THIERGART 1949) SCHEURING 1976.
8,8—112,3 μ m, 1994/11—12. sz. felvétel
 6. *Ovalipollis* *pseudoalatus* (THIERGART 1949) SCHEURING 1976.
3,0—101,1 μ m, 1983/1—2 sz. felvétel
- 1—6. = 1000 \times



IV. tábla — Plate IV*Cordevolei*

Balatoncsicsó, Csukréti-árok, Mencshelyi Márta Tagozat
11. sz. minta, 80257/1. sz. preparátum

1. *Schizosaccus keuperi* MÄDLER 1964.
14,9—100,3 μ m, 1982/19—20 sz. felvétel
 2. *Lunatisporites acutus* LESCHIK 1955.
20,3—110,3 μ m, 1984/18—20 sz. felvétel
 3. *Alisporites toralis* (LESCHIK 1955) CLARKE 1965.
12,3—101,7 μ m, 1983/17—19 sz. felvétel
 4. *Alisporites toralis* (LESCHIK 1955) CLARKE 1965.
5,0—102,2 μ m, 1983/8—11 sz. felvétel
 5. *Triadispora delicata* ORLOWSKA—ZWOLINSKA 1983.
8,0—110,3 μ m, 1984/16—17 sz. felvétel
- 1—5. = 1000 \times

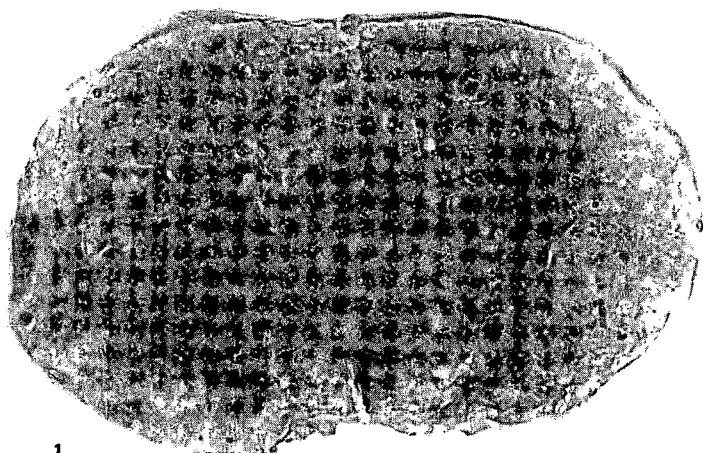


V. tábla — Plate V

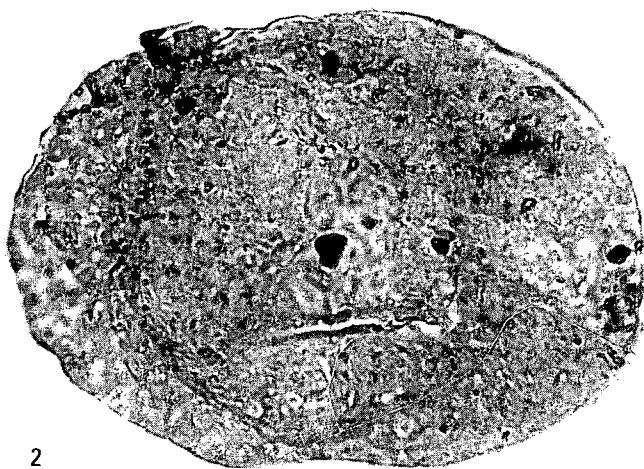
Cordevolei

Balatoncsicsó, Csukréti-árok, Mencshelyi Márga Tagozat
11. sz. minta, 80257/1. sz. preparátum

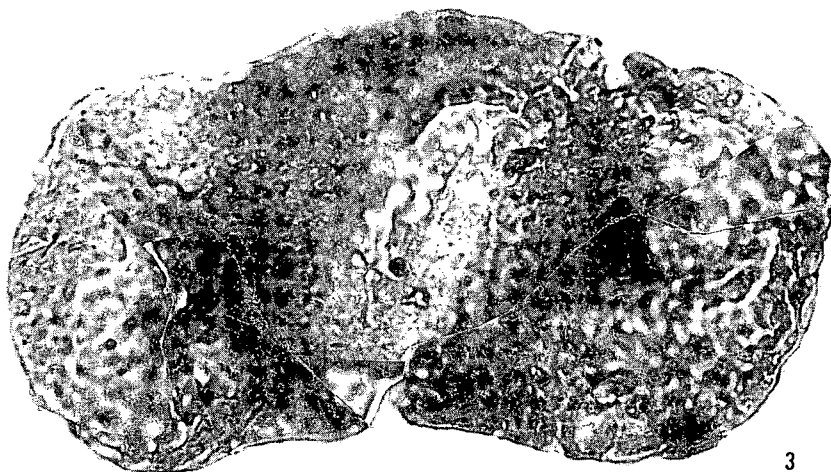
1. *Alisporites* sp.
20,5—104,5 μ m, 1984/1—3 sz. felvétel
 2. *Alisporites toralis* (LESCHIK 1955) CLARKE 1965.
19,3—101,6 μ m, 1983/26—28 sz. felvétel
 3. „*Umbrososaccus*” *keuperianus* MÄDLER 1964.
18,5—101,3 μ m, 1983/20—22 sz. felvétel
- 1—3. = 1000 \times



1



2



3

VI. tábla — Plate VI*Cordevolei*

Balaton-sicsó, Csukréti-árok, Mencshelyi Márga Tagozat
11. sz. minta, 80257/1. sz. preparátum

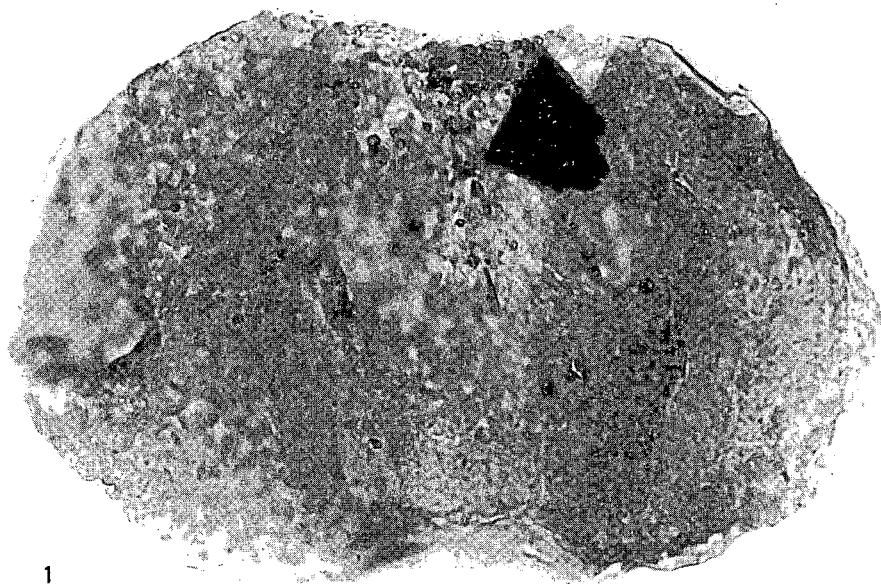
1. *Alisporites robustus* NILSSON 1958.

9,0—105,2 μ m, 1984/4—7 sz. felvétel

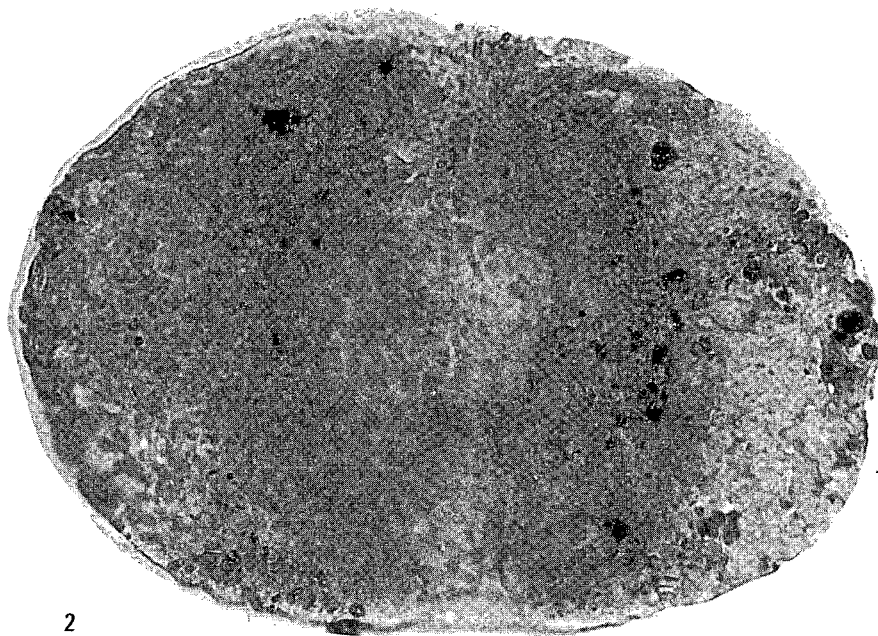
2. *Alisporites robustus* NILSSON 1958.

12,5—106,6 μ m, 1984/8—10 sz. felvétel

1—2. = 1000 \times



1



2

VII. tábla — Plate VII*Cordevolei*

Balatoncsicsó, Csukréti-árok, Mencshelyi Márga Tagozat
11. sz. minta, 80257/1. sz. preparátum

1. *Infernopollenites sulcatus* (PAUTSCH 1958) SCHEURING 1970.

18,8—101,5 μ m, 1983/23—25 sz. felvétel

2. *Infernopollenites sulcatus* (PAUTSCH 1958) SCHEURING 1970.

12,0—100,3 μ m, 1982/24—25 sz. felvétel

1—2. = 1000 \times



1



2

VIII. tábla — Plate VIII

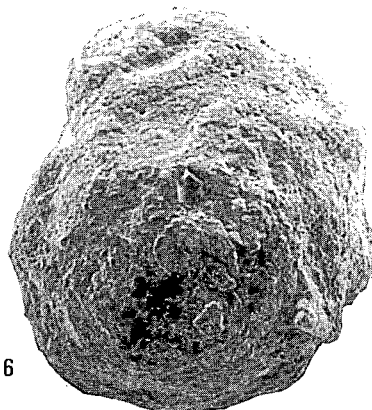
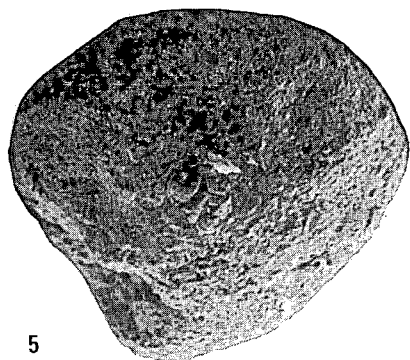
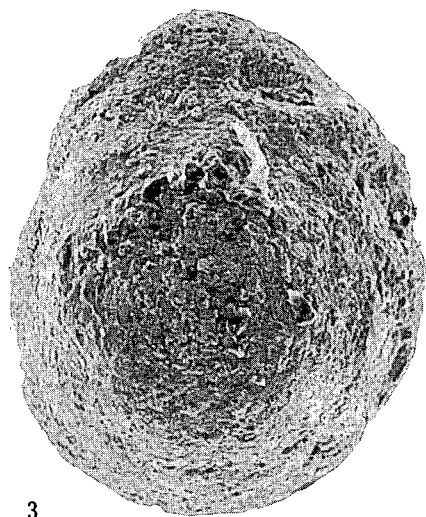
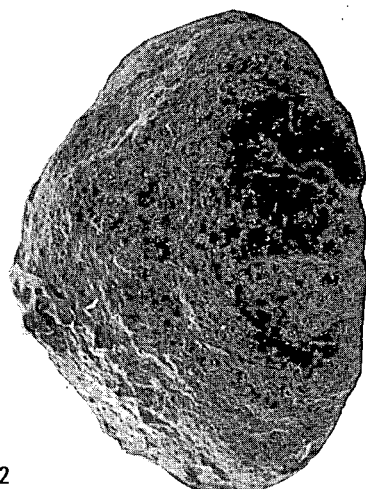
*Cordevolei**Balatoncsicsó, Csukréti-árok, Mencshelyi Márga Tagozat*1—4. *Duostomina alta* KRISTAN-TOLLMANN

1—2. = 9. sz. minta, 1. = 130 ×, 2. = 120 ×;

3—4. = 5. sz. minta; 150 ×

5—6. *Duostomina* cf. *rotundata* KRISTAN-TOLLMANN

5—6. = 6. sz. minta; 5. = 150 ×, 6. = 120 ×



IX. tábla — Plate IX

*Cordevolei**Balatoncsicsó, Csukréti-árok, Mencshelyi Márga Tagozat*

1—3. *Duostomina biconvexa* KRISTAN-TOLLMANN

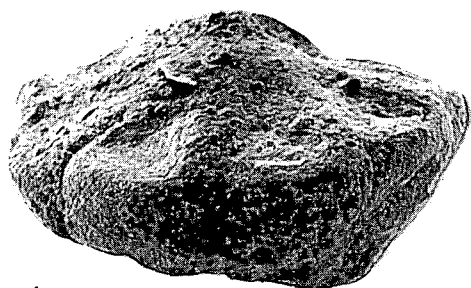
1—3. = 13. sz. minta, 1—2. = 120 ×, 3. = 130 ×

4—5. *Duostomina* sp.

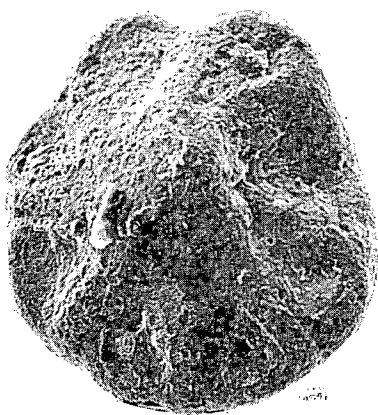
4—5. = 8. sz. minta, 4. = 150 ×, 5. = 160 ×

6—7. *Turriglomina* sp.

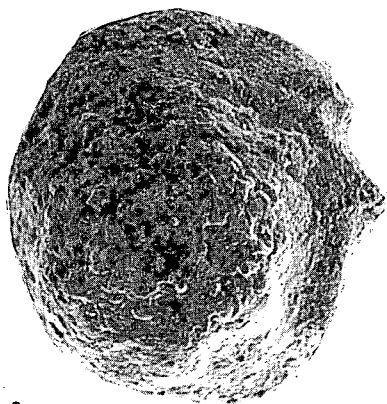
6—7. = 12. sz. minta, 6. = 60 ×, 7. = 100 ×



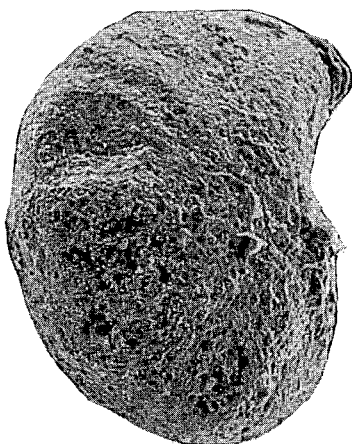
1



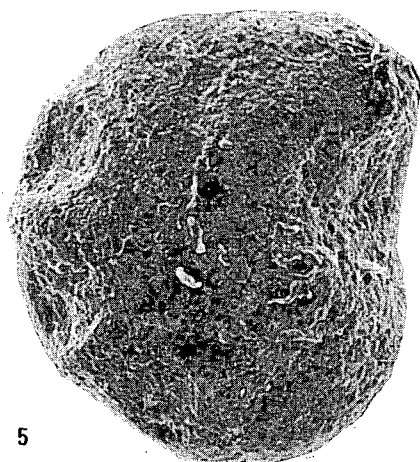
2



3



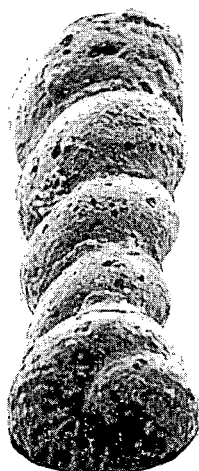
4



5



6



7

X. tábla — Plate X*Cordevolei**Balatoncsicsó, Csukréti-árok, Mencshelyi Márga Tagozat*

- 1—2. *Nodosaria nitidana* BRAND
1—2. = 5. sz. minta, 1. = 100 ×, 2. = 180 ×
- 3., 9. *Dentalina* cf. *bicornis* TERQ.
3. = 6. sz. minta, 120 ×; 9. = 11. sz. minta, 86 ×
4. *Lenticulina gottensis* (BORN.)
6. sz. minta, 100 ×
5. *Lenticulina polygonata* FRANKE
6. sz. minta, 100 ×
- 6—8., 10. *Dentalina* cf. *zlambachensis* KRISTAN-TÖLLMANN
6—7. = 9. sz. minta, 6. = 66 ×, 7. = 100 ×;
8., 10. = 11. sz. minta; 8. = 72 ×, 10. = 100 ×

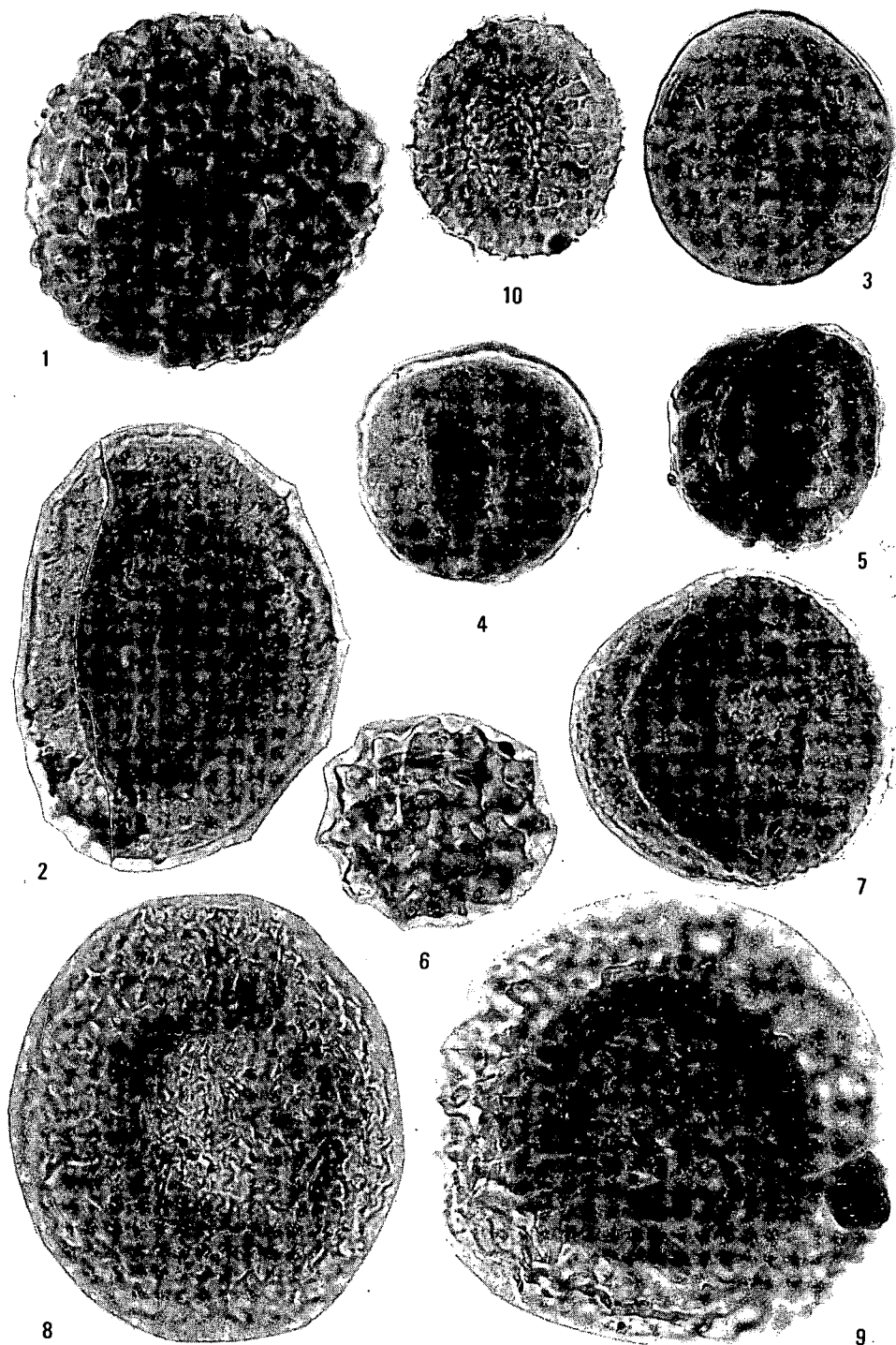


XI. tábla — Plate XI

Juli

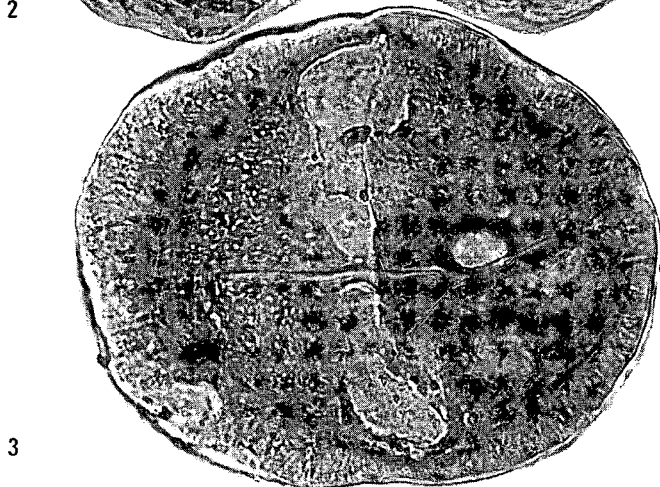
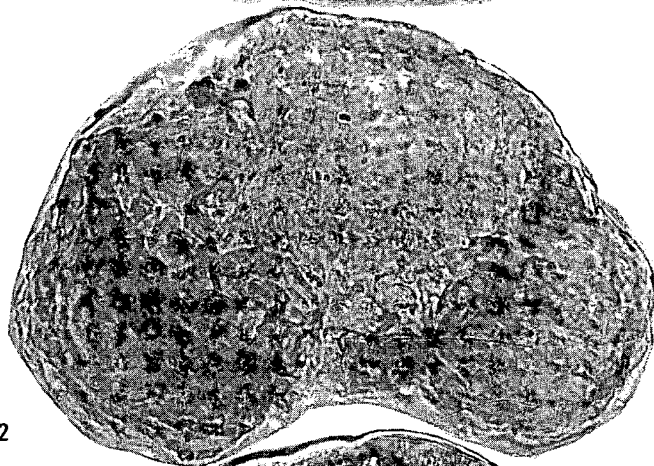
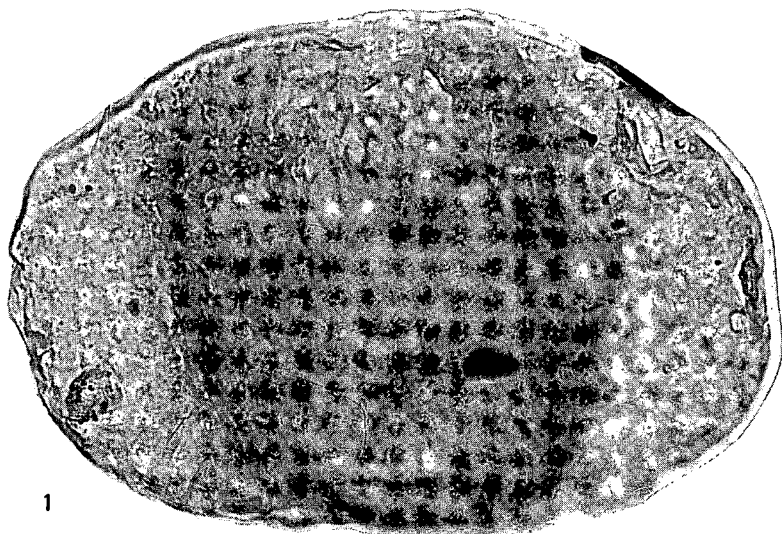
Balatoncsicsó, Csukréti-árok

1. *Verrucosporites morulae* KLAUS 1960.
Csicsói Márga Tagozat 59. sz. minta 80238 sz. preparátum
4,6—109,7 ksz., 1986/27—28 sz. felvétel
 2. *Aratrisporites paenulatus* PLAYFORD ET DETTMANN 1965.
Csicsói Márga Tagozat 59. sz. minta, 80238 sz. preparátum
3,0—106,2 ksz., 1986/22—24 sz. felvétel
 3. *Praecirculina granifer* (LESCHIK 1955) KLAUS 1960.
Mencshelyi Márga Tagozat 31. minta 92672 sz. preparátum
20,1—114,8 ksz., 1993/5 sz. felvétel
 4. *Duplicisporites tenebrosus* (SCHEURING 1970) SCHEURING 1979.
Csicsói Márga Tagozat 49. minta 80238/1. sz. preparátum
19,7—99,1 ksz., 1986/34—35 sz. felvétel
 5. *Duplicisporites maljavkinae* (KLAUS 1960) SCHEURING 1978.
Csicsói Márga Tagozat 57. minta 91021 sz. preparátum
17,7—108,2 ksz., 1986/29—31 sz. felvétel
 6. *Gibeosporites lativerrucosus* (LESCHIK 1955) LESCHIK 1959.
Mencshelyi Márga Tagozat 31. minta 92672 sz. preparátum
23,1—115,2 ksz., 1993/6 sz. felvétel
 7. *Duplicisporites novimundanus* (LESCHIK 1955) SCHEURING 1979.
Csicsói Márga Tagozat 49. minta 80240/1. sz. preparátum
8,5—101,1 ksz., 1986/12—14 sz. felvétel
 8. *Patinasporites toralis* LESCHIK 1955.
Csicsói Márga Tagozat 49. minta 80240/1. sz. preparátum
5,8—103,3 ksz., 1986/5—6 sz. felvétel
 9. *Patinasporites densus* LESCHIK 1955.
Csicsói Márga Tagozat 49. minta 80240. sz. preparátum
7,6—118,0 ksz., 1984/25—26 sz. felvétel
 10. *Dictyotidium reticulatum* SCHULZ 1965.
Csicsói Márga Tagozat 49. minta 80240. sz. preparátum
3,8—100,3 ksz., 1986/16—17 sz. felvétel
- 1—10. = 100 ×



XII. tábla — Plate XII*Juli**Balatoncsicsó, Csukréti-árok, Csicsói Máva Tagozat***1. *Alisporites robustus* NILSSON 1958.**49. minta 80240/1. sz. preparátum 19,6—104,9 ksz.,
1986/36—37 sz. felvétel**2. *Triadispora boelchii* SCHEURING 1970.**59. minta 80238. sz. preparátum 9,1—106,6 ksz.,
1986/26. sz. felvétel**3. *Staurosaccites quadrifidus* DOLBY 1976.**49. minta 80240/1. sz. preparátum 19,4—104,0 ksz.,
1986/1—3 sz. felvétel

1—3. = 1000 ×



XIII. tábla — Plate XIII*Juli*

Balatoncsicsó, Csukréti-árok, Csicsói Márga Tagozat
49. minta 80240/1. sz. preparátum

1. *Lunatisporites noviaulensis mollis* SCHEURING 1970.

9,7—117,5 μ m, 1984/27—30 sz. felvétel

2. *Sulcatissporites krausei* MÄDLER 1964/a.

16,5—114,1 μ m, 1985/3—5 sz. felvétel

3. *Staurosaccites quadrifidus* DOLBY 1976.

20,9—103,0 μ m, 1986/8—11 sz. felvétel

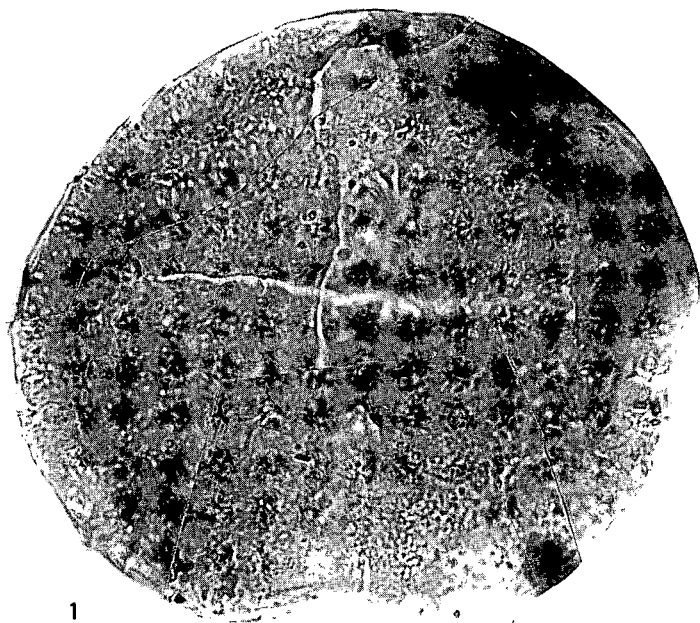
1—3. = 1000 \times



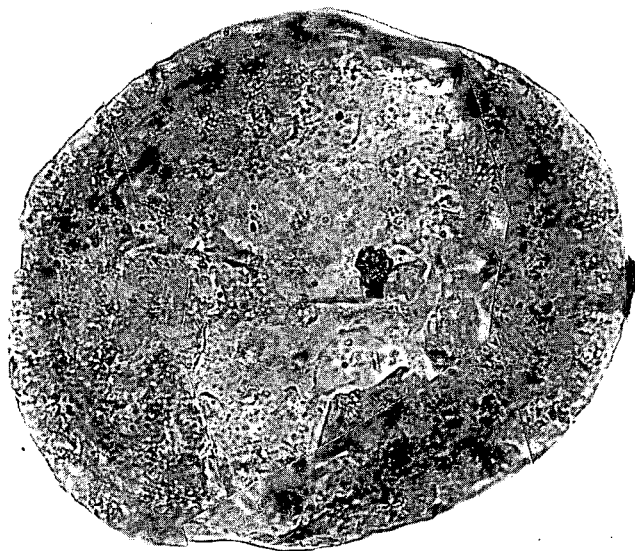
XIV. tábla — Plate XIV*Juli*

Balatoncsicsó, Csukréti-árok, Csicsói Márga Tagozat
49. minta 80240/1. sz. preparátum

1. *Staurosaccites quadrifidus* DOLBY 1976.
15,8—105,4 μ m, 1985/26—29 sz. felvétel, 1000 \times
 2. *Ovalipollis brutus* SCHEURING 1970.
17,6—100,4 μ m, 1993/34—38 sz. felvétel, 809 \times
- 1—2. = 1000 \times



1



2

XV. tábla — Plate XV*Juli*

Balatoncsicsó, Csukréti-árok, Csicsói Marga Tagozat
53. minta 80239. sz. preparátum

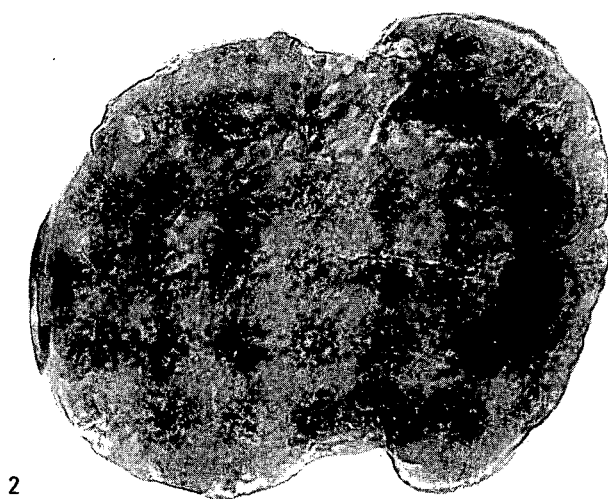
1. *Infernopollenites sulcatus* (PAUTSCH 1958) SCHEURING 1970.

11,9—102,0 μ m, 1986/20—21. sz. felvétel

2. *Infernopollenites* sp.

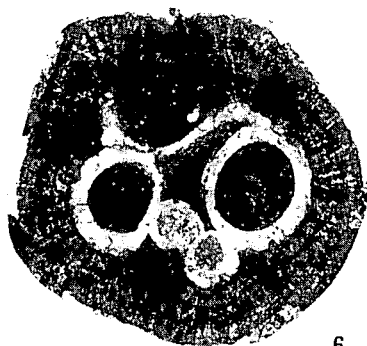
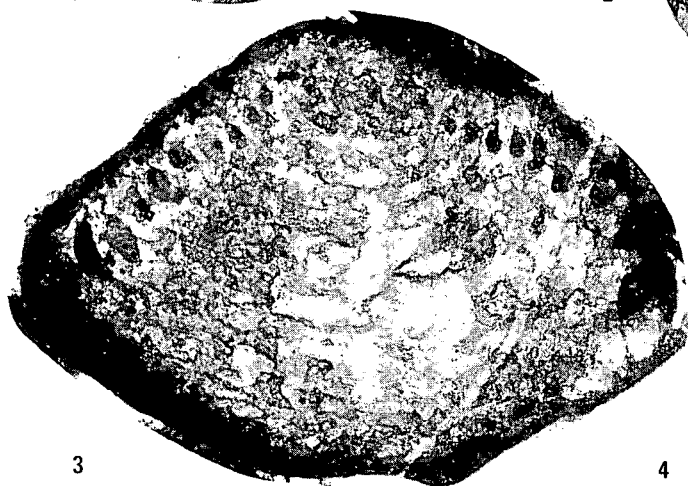
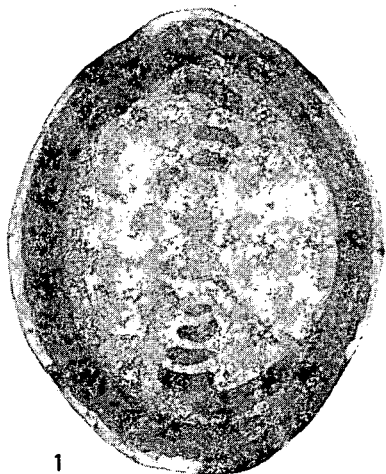
7,8—102,8 μ m, 1986/18—19 sz. felvétel

1—2. = 1000 \times



XVI. tábla — Plate XVI*Alsó-juli?**Balatoncsicsó Csukréti-árok oldalága, 0-tól 96 méterig,
Mencshelyi Márga Tagozat*

- 1—2. *Aulotortus sinuosus* WEYN.
 3. *Lamelliconus biconvexus* (OBERHAUSER)
 4. *Variostoma exile* KRISTAN—TOLLMANN
 5. *Trochammina alpina* KRISTAN—TOLLMANN
 6. Foraminifera metszet ooidban
- 1—6. = 180 ×



XVII. tábla — Plate XVII

Juli

Balatoncsicsó, Csukréti-árok, Csicsói Márga Tagozat*,
 Nosztori Mésző Tagozat**; Mencshelyi Márga Tagozat***

1. *Fronicularia bryzaeformis* (BORN.)
 44. sz. minta; 60 ×
 2. *Ammodiscus* cf. *inaequabilis* STYK
 49. sz. minta; 240 ×
 - 3a-b. *Turritellina mesotriasica* KOEHN—ZAN.
 27/a. sz. minta; 120 ×
 4. *Dentalina turgida* SCHWAGER
 49. sz. minta; 130 ×
 5. *Reophax* sp.
 44. sz. minta; 72 ×
 6. *Nodosaria* cf. *ordinata* TRIFONOVA
 44. sz. minta 100. ×
 7. *Dentalina minuta* ORAVECZ-SCHEFFER
 44. sz. minta; 72 ×
 - 8—9. *Dentalina subsiliqua* FRANKE
 49. sz. minta; 8. = 60 ×; 9. = 100 ×
 10. *Ophthalmidium* cf. *tori* KOEHN—ZAN.
 49. sz. minta; 72 ×
 11. *Pachyphloides* sp.
 49. sz. minta; 130 ×
 12. *Nodosaria metensis* TERQUEM
 44. sz. minta; 100 ×
- * = 2., 4., 8—11. ** = 1., 5—7., 12. *** = 3.



XVIII. tábla — Plate XVIII

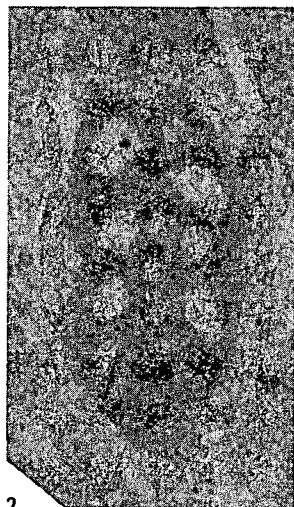
Juli

Balatoncsicsó, Csukréti-árok, Csicsói Marga Tagozat*,
Nosztori Mészkö Tagozat**

1. *Gsollbergella spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER)
60. sz. minta; 120 ×
 2. *Gaudryinella* cf. *kotlensis* TRIFONOVA
39. sz. minta; 120 ×
 - 3., 6. *Ophthalmidium* sp.
3. = 39. sz. minta; 180 ×, 6. = 40. sz. minta; 180 ×
 4. *Glomospira kuthani* (SALAJ)
58/a. sz. minta; 180 ×
 - 5., 7. *Orthella* sp.
60. sz. minta; 120 ×
 8. *Polytaxis* nsp.
40. sz. minta; 64 ×
 9. *Pilamminella gemerica* (SALAJ)
38. sz. minta; 120 ×
- * = 1., 4., 5., 7. ** = 2., 3., 6., 8., 9.



1



2



3



4



5



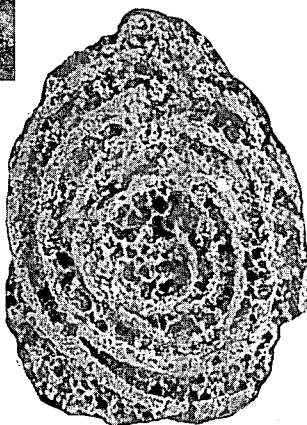
6



7



8



9

XIX. tábla — Plate XIX

Juli

Balatoncsicsó, Csukréti árok, Csicsói Márga Tagozat*,
Mencshelyi Márga Tagozat**,
Necsztori Mészkö Tagozat***

1. *Neoprotrachyceras baconicum* (MOJS.)
58. sz. minta, eredeti nagyság
2. *Ophthalmidium tori* ZAN. ET BRÖNN.
31. sz. minta, 120 ×
3. *Glomospirella* cf. *capellinii* CIARAPICA ET ZAN.
41. sz. minta, 120 ×
4. *Gandinella appeninica* CIARAPICA
35. sz. minta, 100 ×
- 5—6. „*Semimeandrospira*” *karnica* (ORAVECZ-SCHEFFER)
5. = 31. sz. minta, 120 ×
6. = 59/a sz. minta, 180 ×
* = 1., 6. ** = 2., 5. *** = 3., 4.



3



2



4



5

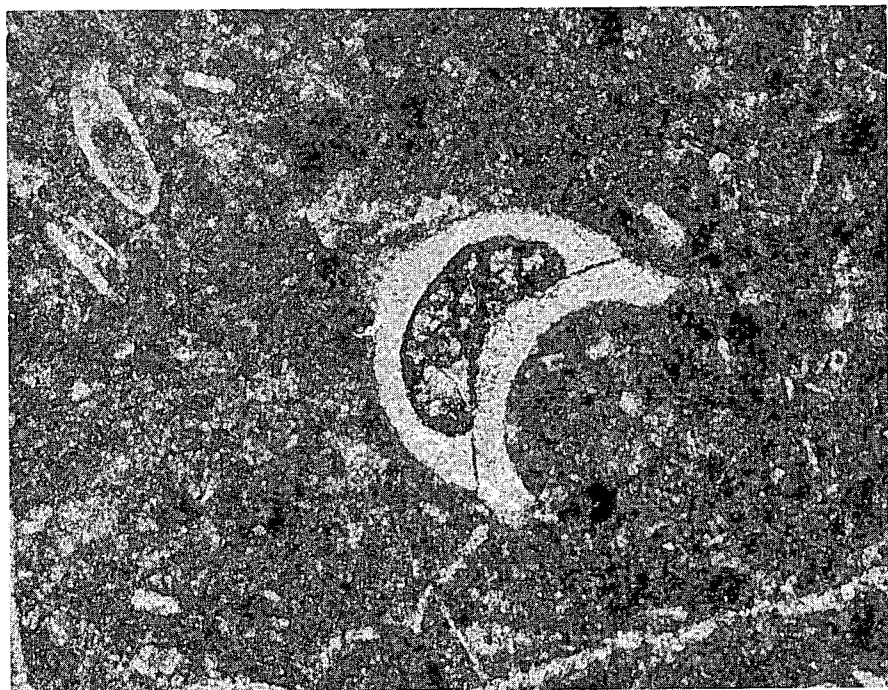


6



XX. tábla — Plate XX*A Füredi Mésző Formáció szervetlen mikrofáciesei*

1. Filamentumos, Roveacrinidae-s biomikropátit. Wackestone.
1. sz. minta; 99 ×
2. Filamentumos, Roveacrinidae-s biomikropátit.
Pseudonodosaridae töredékkal. Wackestone.
1. sz. minta, 99 ×



XXI. tábla — Plate XXI

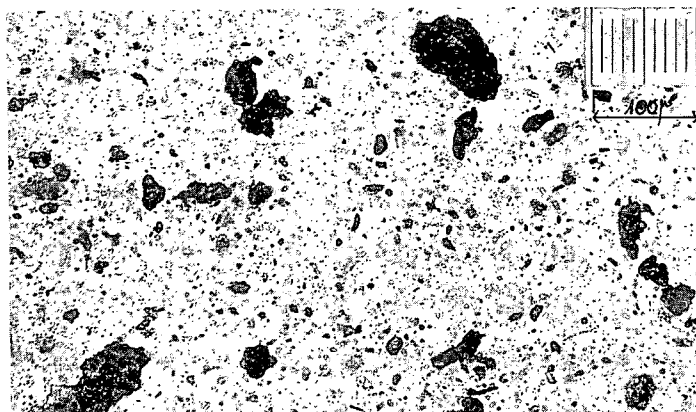
A Füredi Mésző Formáció mikrofáciesei

1. Filamentumos, Radiolaria-s biomikropátit. Wackestone. Szervetlen mikrofácies. 3. sz. *minta*.
— Filamented radiolarian biomicrosparite. Wackestone. Inorganic microfacies. *Sample No. 3.*
2. A Füredi Mésző felső, átmeneti szakaszának szervesmikrofáciés képe, pelagikus medencéből: uralkodóan „apró” és „közepes” frakció, egy-két „durva” szemcsével. Ezek jól koptatott, gyengén bontott, a szárazulatról folyóvízi szállítással érkező, közepesen szénült faszövetőrmelékek. Mellettük diszperz, kolloidális, algaszármazású szemcsés apró, fonalas algatöredékek. 3. sz. *minta*.
— An organic microfacies pattern of the upper, transitional part of the Füred Limestone, from pelagic basin: Predominantly „small” and „medium”-grained fraction, including one or two coarse grains. They are well-rounded, some what decomposed, medium-carbonized particles of wood washed in by rivers from dry lands. Next to them, disperse, colloidal grain of algal origin and small, algal thread fragments are shown. *Sample No. 3.*
3. Filamentumos, radiolariás biomikropátit, Gsollbergella keresztmetszettel. Wackestone. Szervetlen mikrofácies. 3. sz. *minta*.
— Filamented, radiolarian biomicrosparite with Gsollbergella cross-section. Wackestone. Inorganic microfacies. *Sample No. 3.*
L., 3. 99×

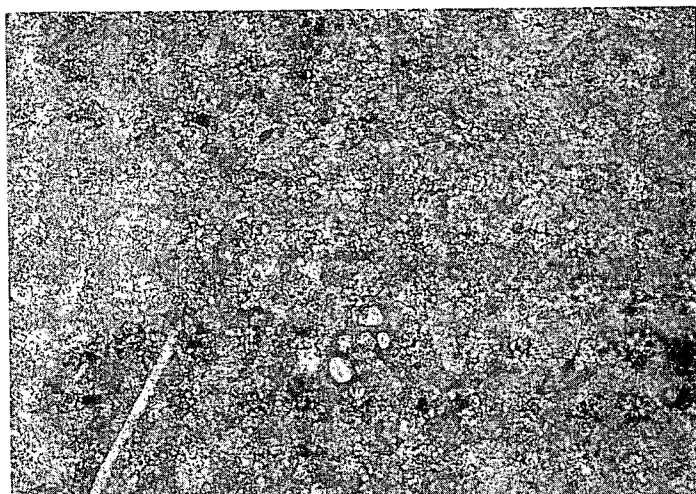
1



2



3



XXII. tábla — Plate XXII

*A Mencshelyi Márga Tagozat szerves mikrofáciasei,
lagúnaperemi vagy interplatform medencéből*

1—2. Közepes mennyiségű szerves anyag. Uralkodóan „apró” és „közepes” szemcseméretű, közepesen koptatott növényi szövettörmelékből — köztük különböző szemcse-nagyságú fenyőtracheida-törmelék —, erősen bontott duritos eredetű szemcsékből és gazdag sporomorpha anyagból álló együttes. *11. sz. minta.*

1. = Uralkodóan kolloid és „apró” frakcióból, pollenszemcsékből, fonalas alga- és fenyőtracheida-töredékből, kevés „közepes” szemcseméretű, erősen koptatott szén-szemcsékből álló szerves mikrofácies. Redukciós közegű, a fotikus zóna viszonylag védett és nem parttávoli környezete az üledékgyűjtőnek.

2. = Ua. mint az előbbi; több, erősen bontott, duritos eredetű apró szemcsével, és durvább fenyőtracheida-darabbal, valamint zömmel Bisaccat fenyő pollennel.

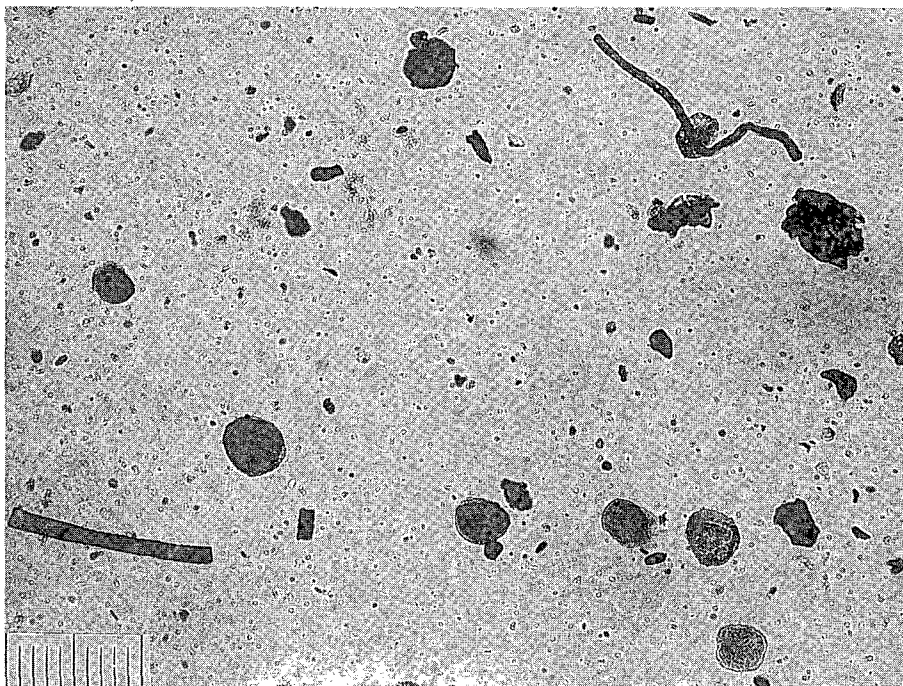
— Organic microfacies of Mencshelyi Marl Member: lagoon-marginal or interplatform-basin.

1—2. Middling amount of organic material. An assemblage consisting of dominantly “fine” and “medium” grained, mediumrounded plant-textural fragments including pinetracheida detritus of diverse grains size, of strongly decomposed grains of duritic origin and of rich sporomorph material. *Sample No. 11.*

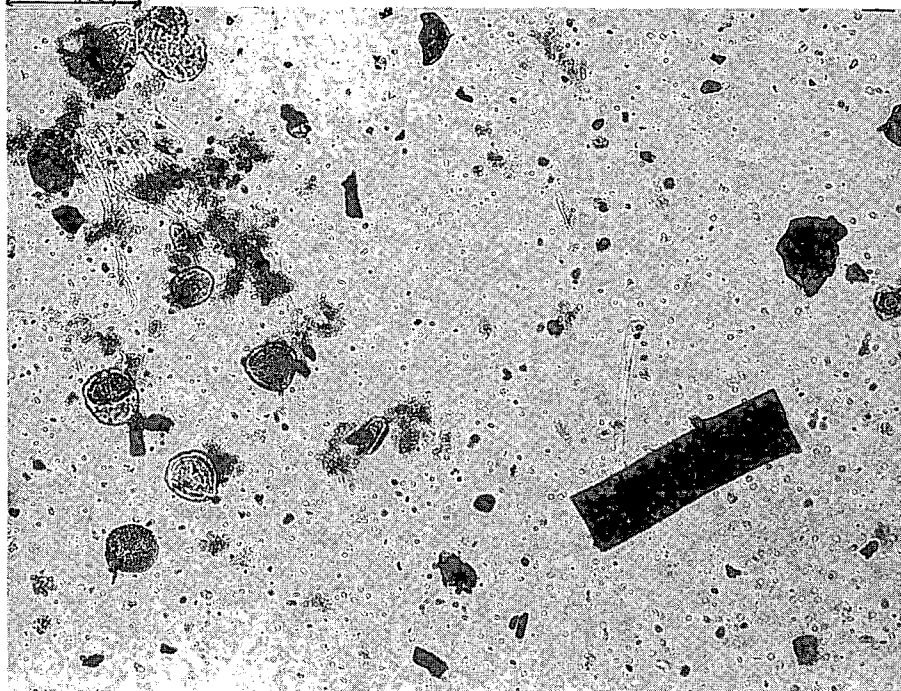
1. = Organic microfacies consisting dominantly of colloidal and “small” fracion, pollen grains, algal thread fragments and pine-tracheida particles, and of a small amount of “medium”-grained, largely rounded coal grains. The photic zone with reducing milieu represents a relatively protected and not off-shore situated environment of the sedimentary basin.

2. = Ditto as Item 1 but with a larger amount of highly decomposed small grains of duritic origin and coarse fragments of pine-tracheida, and mainly with Bisaccat pine pollens.

1



2

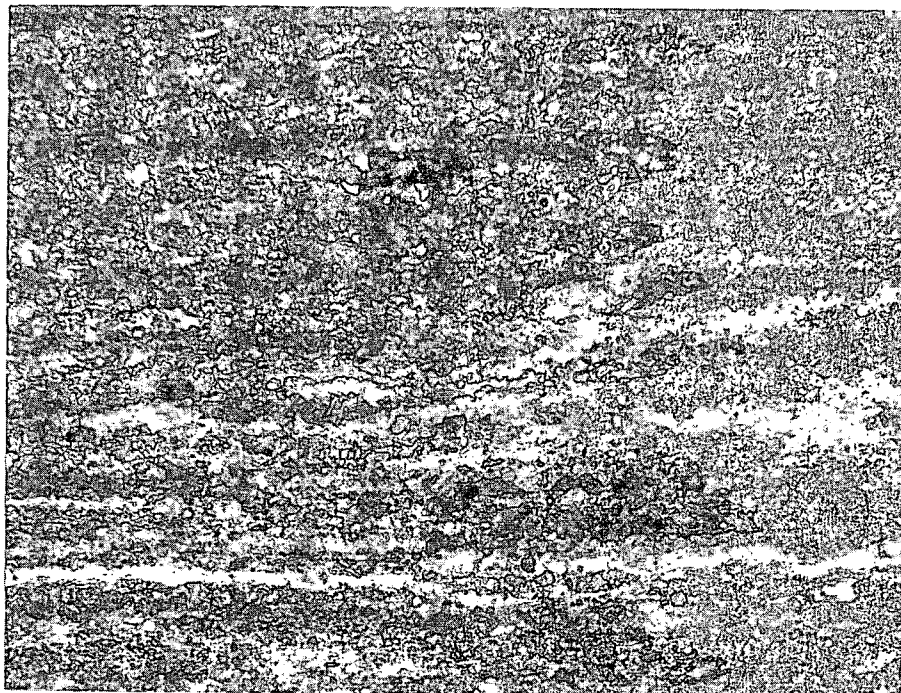


XXIII. tábla — Plate XXIII

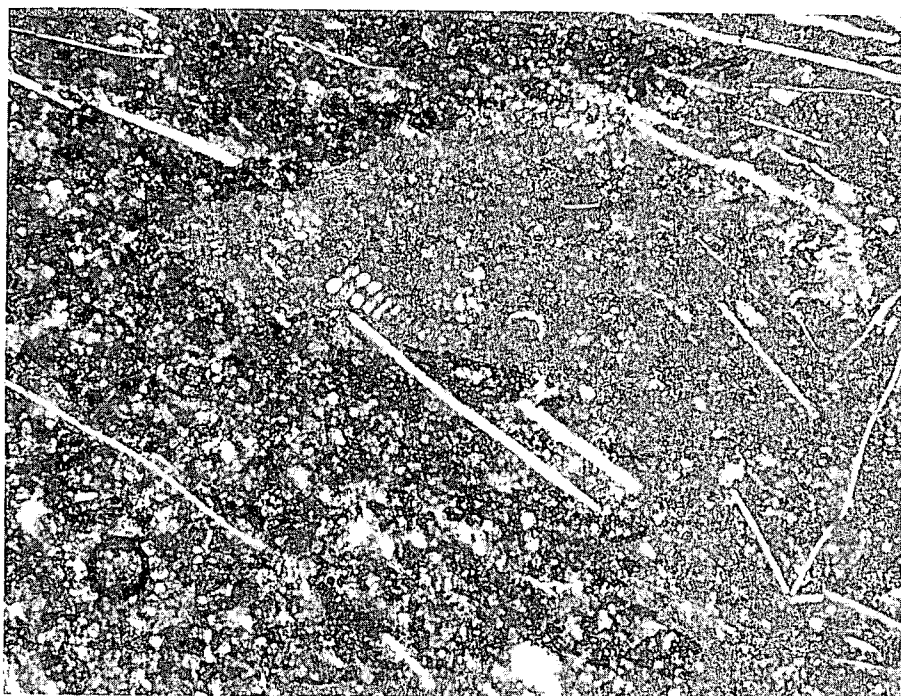
A Mencshelyi Márga Tagozat szervesetlen mikrofáciesei

1. Pirites mikrit. Laminites mudstone.
27. sz. minta, 99 ×
2. Filamentumos biomikropátit Turriglomina metszettel. Wackestone.
27—28. sz. mintavételi pont között, 99 ×

1



2



XXIV. tábla — Plate XXIV

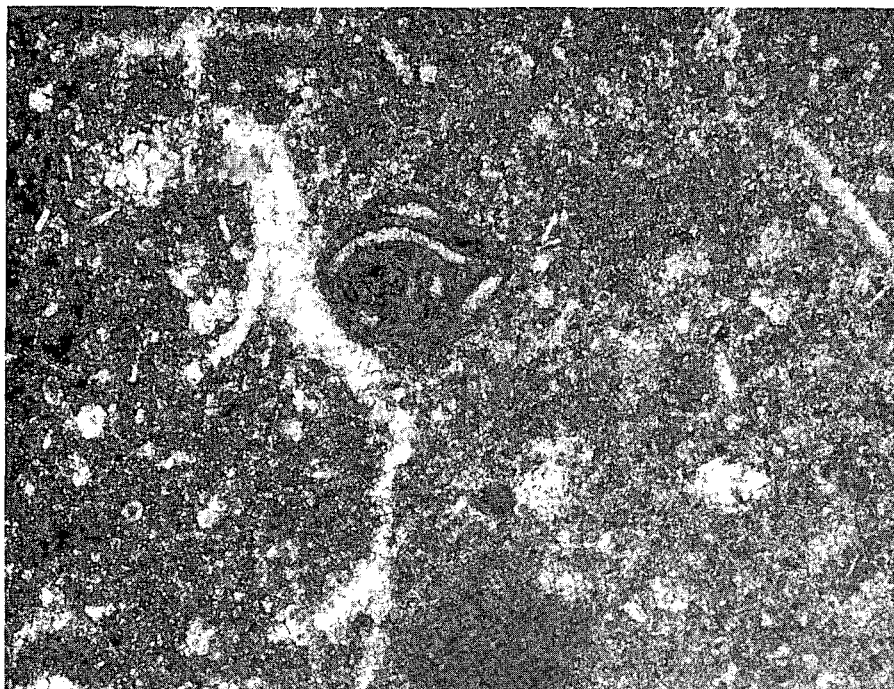
A Mencshelyi Márga Tagozat szervetlen mikrofáciesei

1—2. Foraminiferás biomikropátit. Wackestone—packestone.

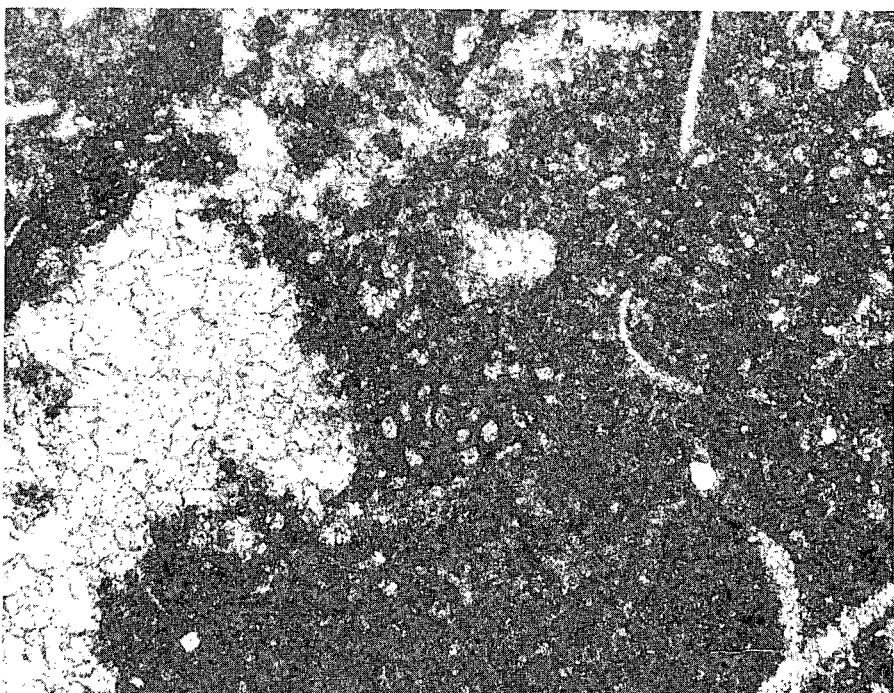
31. sz. minta, 99 ×

1. *Ophthalmidium* sp. metszettel.

2. *Semimeandrospira* sp. metszettel.



1



2

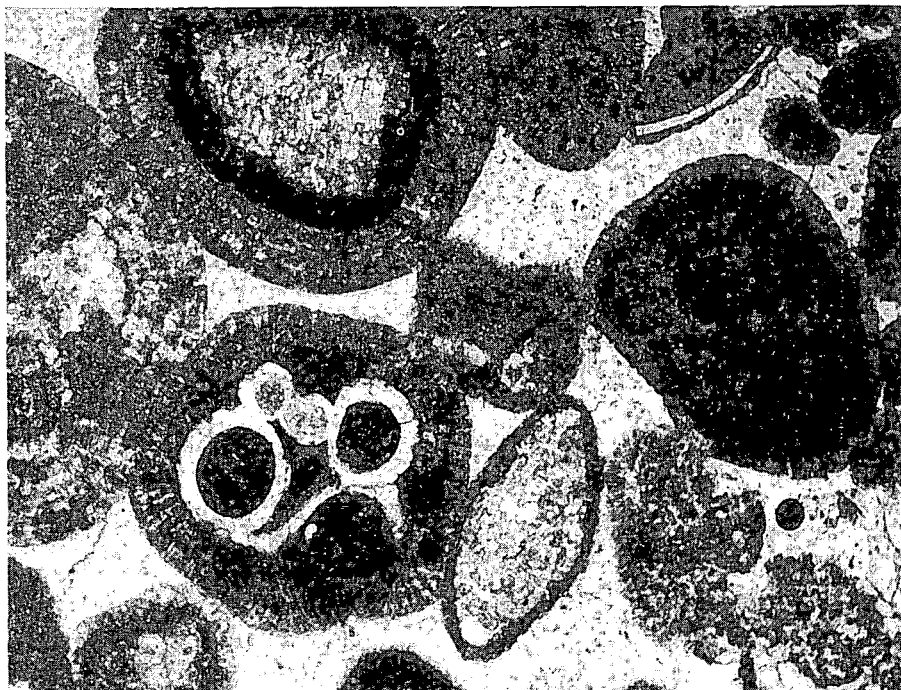
XXV. tábla — Plate XXV*A Mencshelyi Márga Tagozat szervetlen mikrofáciesei*

1—2. Foraminiferás bio-óopátit. Grainstone.

1. = Onkoidos bevonatú Foraminifera metszetekkel, 0—96 m között, az oldalágban.

2. = Variostoma és Lenticulina metszettel.

0—96 m között, az oldalágban.



1



2

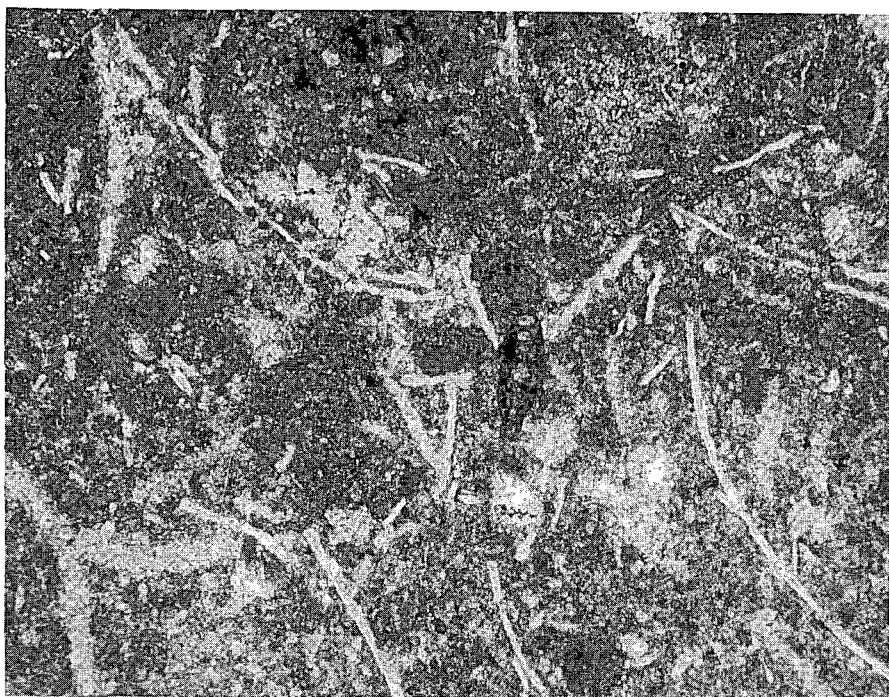
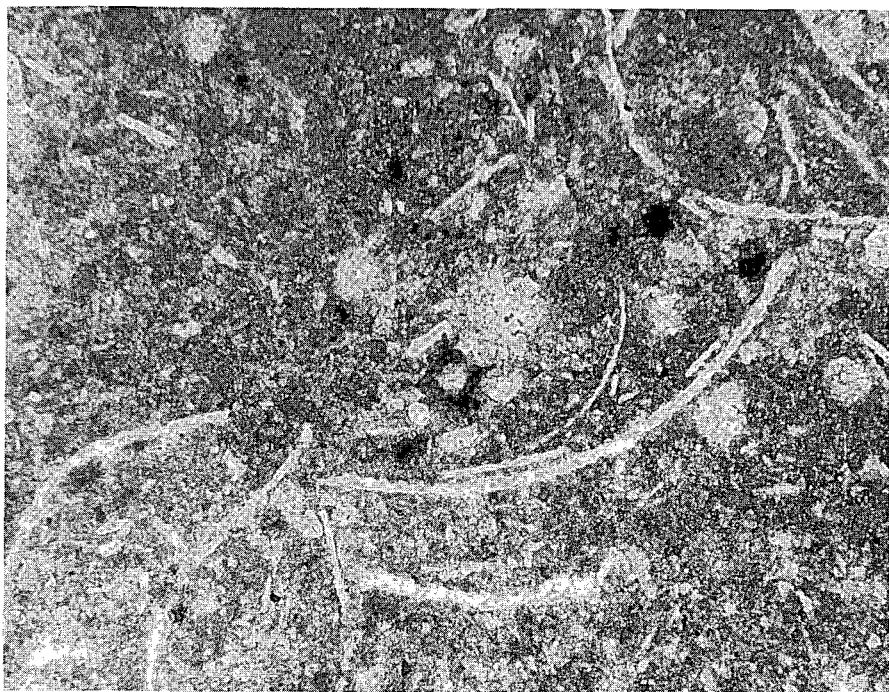
XXVI. tábla — Plate XXVI

A Nosztori Mészkö Tagozat szervetlen mikrofáciesei

1—2. Filamentumos, radioláriás biomikrit. Wackestone.

39. sz. minta, 99 ×

2. = Ophthalmidium metszettel.



XXVII. tábla — Plate XXVII

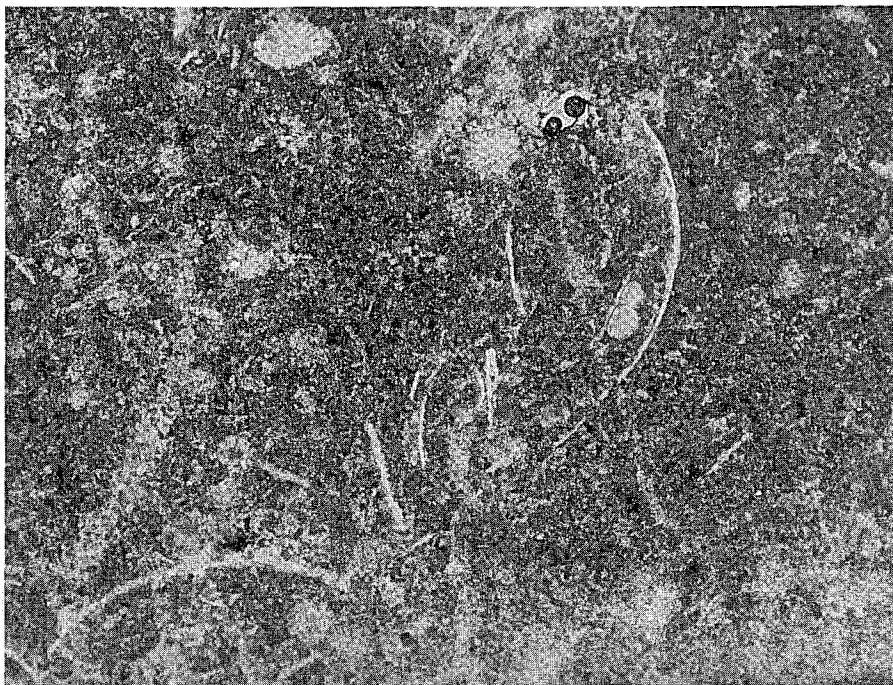
A Nosztori Mészke Tagozat szervetlen mikrofáciesei

1—2. Filamentumos pelmikropátit. Packestone.

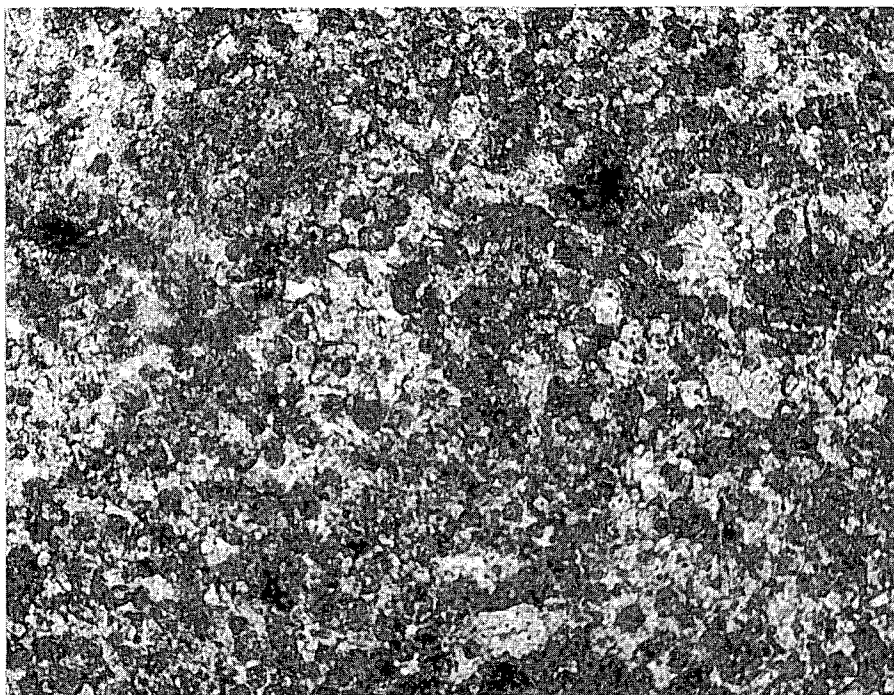
1. 44. sz. minta = Globöchaete metszettel, 99 ×

2. 44. sz. minta = pelletes részlet, 180 ×

1



2



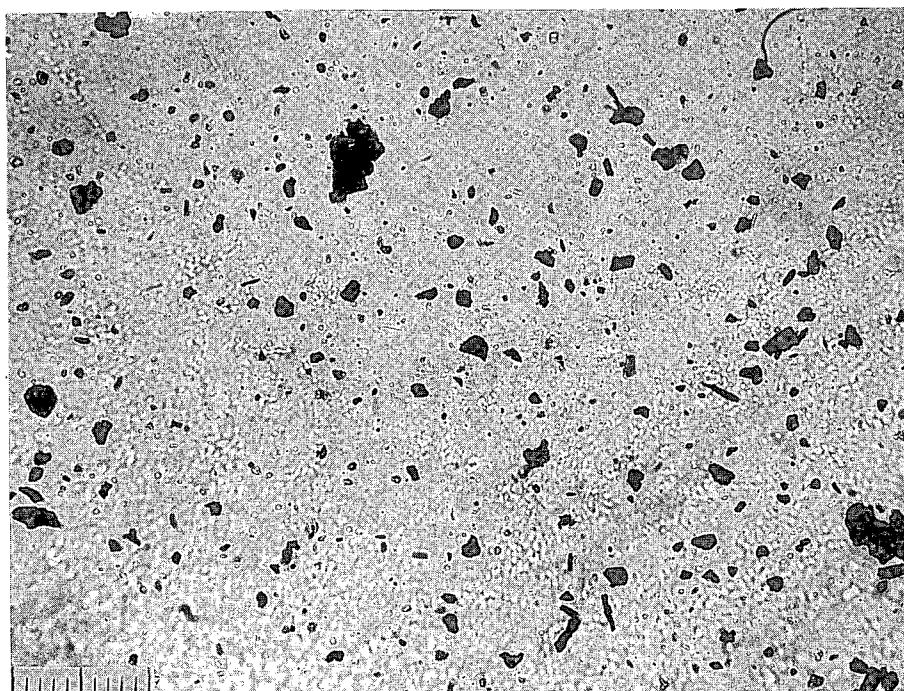
XXVIII. tábla — Plate XXVIII*A Nosztori Mészkö Tagozat szerves mikrofáciése*

1—2. Parttávolibb, mélyebb vízi üledékgyűjtőből származó anyag.

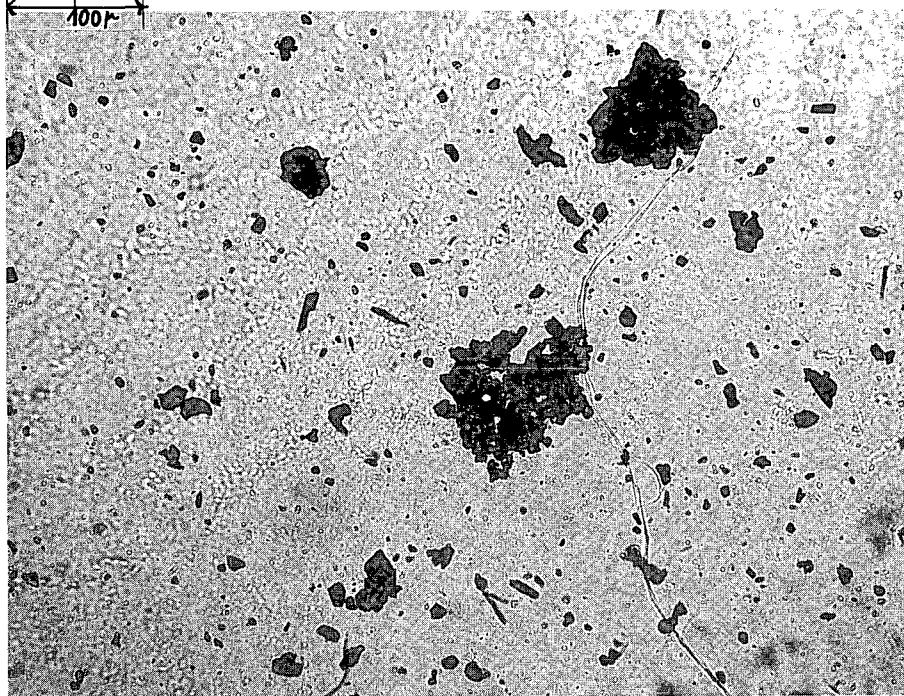
Sok szénszemcse, uralkodóan az apró frakcióhoz tartozó, erősen koptatott, gyengén bontott, közepesen szénült, faszövet-eredetű szemcse, néhány roncsolt exine-töredékkal. 35. sz. minta.

— Material taken from a sedimentary basin of deeper water more distant from the shore.

Large amount of coal, dominance of strongly rounded, poorly decomposed, medium-coalified small grain of wooden texture origin with some destroyed exine fragments. *Sample No. 35.*



1



2

XXIX. tábla — Plate XXIX

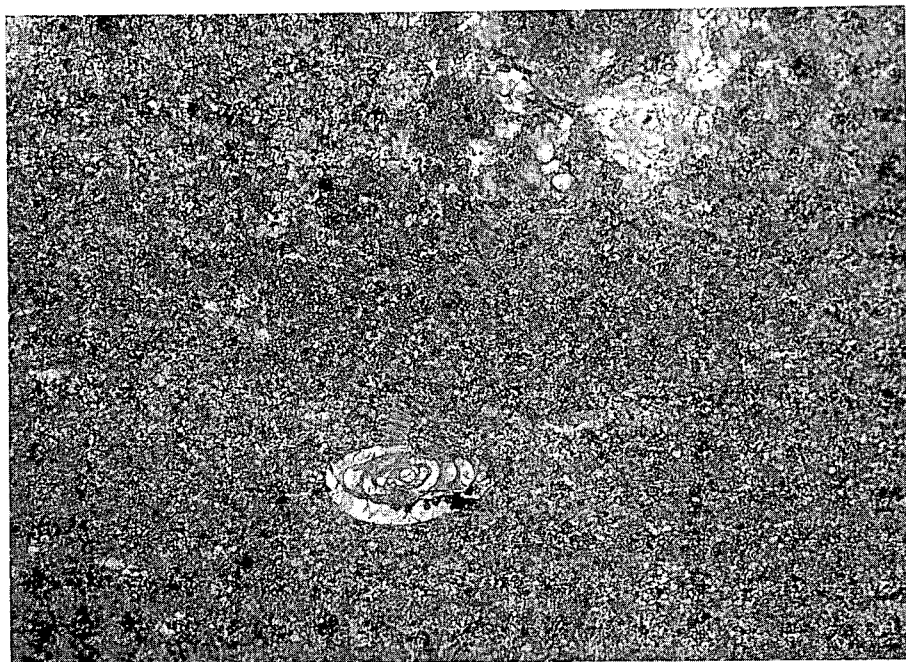
A Csicsói Márga Tagozat szervetlen mikrofáciesei

1—2. Foraminiferás, pirites biomikrit. Mudstone—wackestone.
60. sz. minta, 99 ×

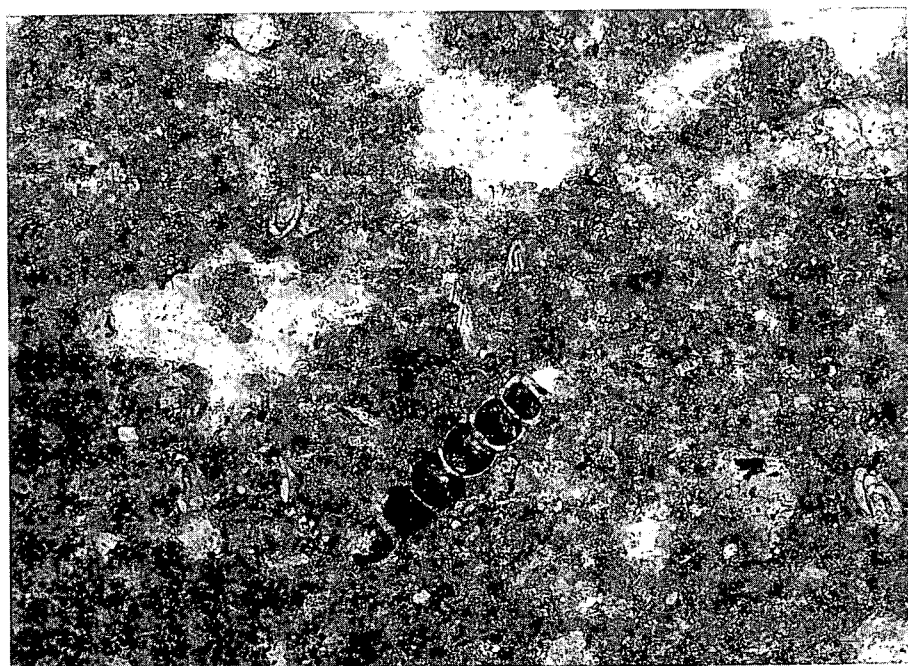
1. Gsollbergella metszettel.

2. Nodosaridae és Gsollbergella metszetekkel.

1



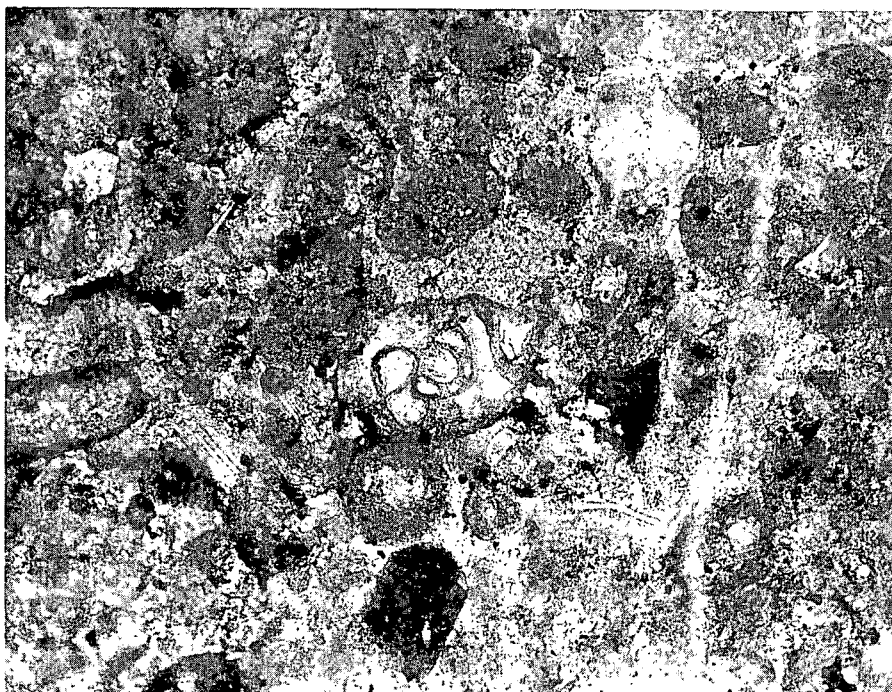
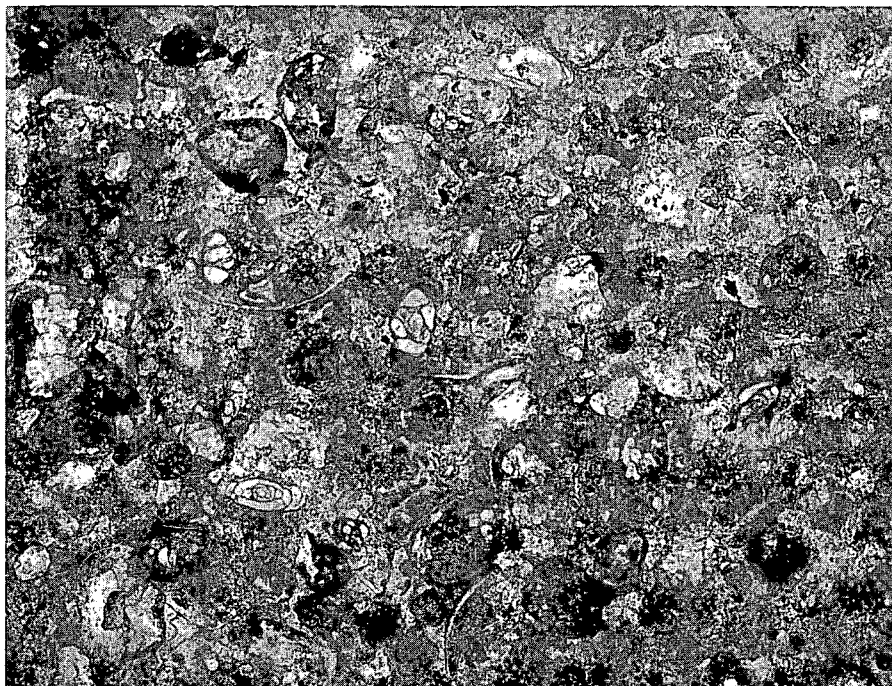
2



XXX. tábla — Plate XXX

A Csicsói Márga Tagozat szervesetlen mikrofáciesei

1—2. Foraminiferás, pelloidos biomikropátit. Packestone.
60. sz. minta. 1. 99 ×, 2. 120 ×

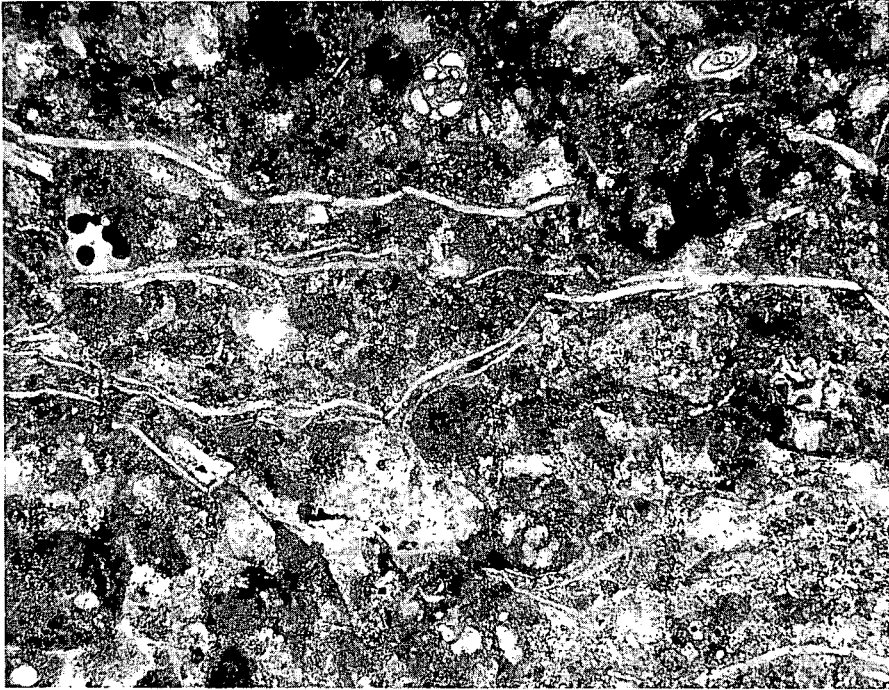


||

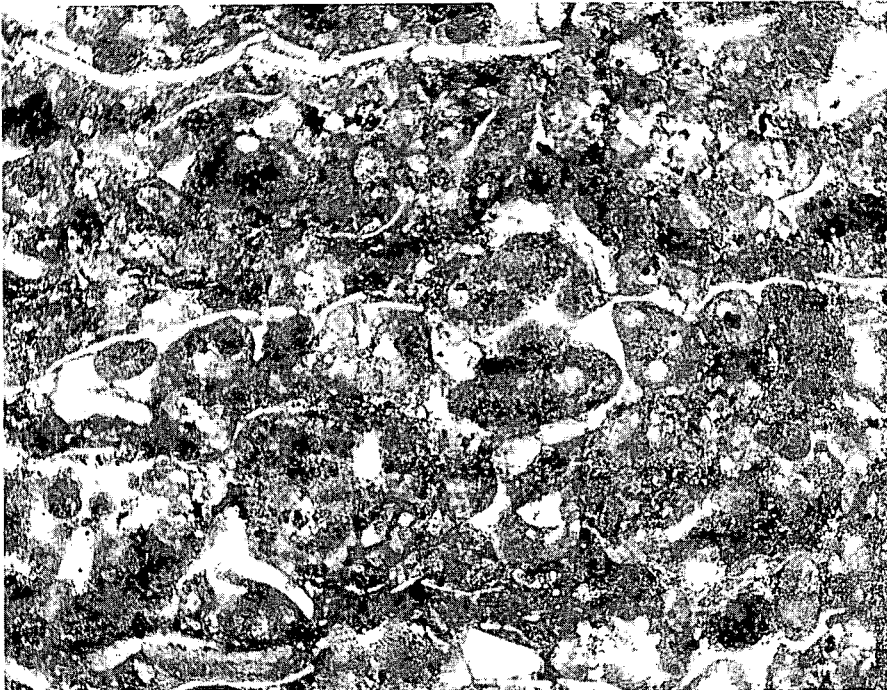
XXXI. tábla — Plate XXXI*A Csicsói Márga Tagozat szervetlen mikrofáciesei*

- 1—2. Filamentumos, gsollbergellás biomikropátit. Packstone.
60. sz. minta, 120 ×

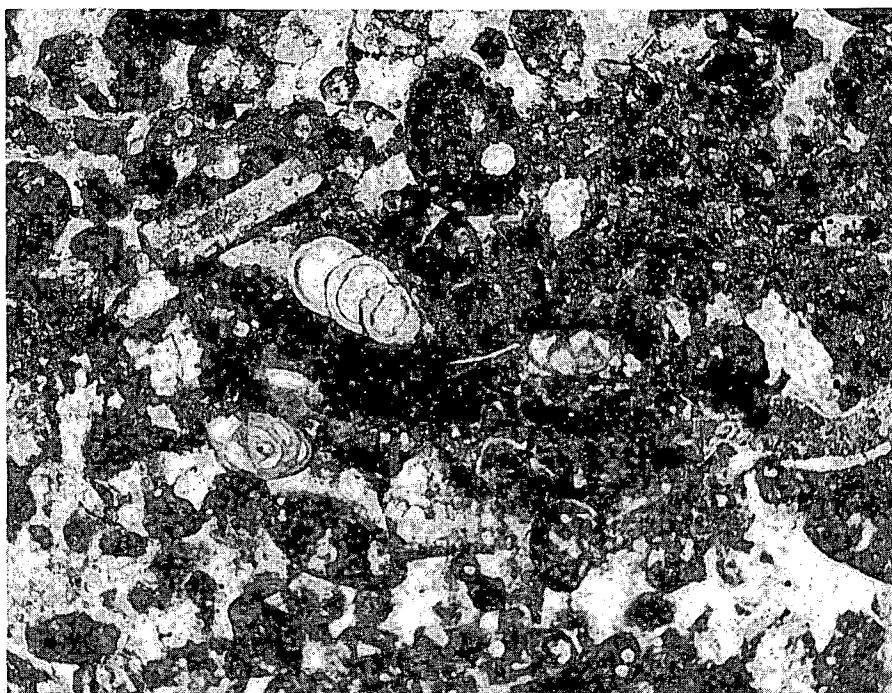
1



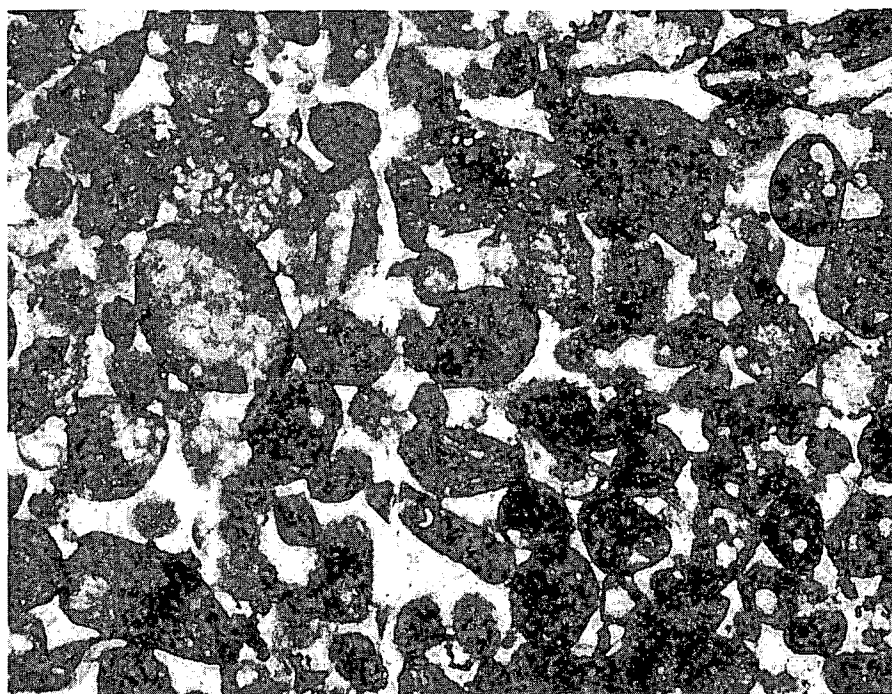
2



1—2. Pelloidos biopátit. Grainstone.
60. sz. minta, 120 ×



1



2

XXXIII. tábla — Plate XXXIII

A Csicsói Márga Tagozat szerves mikrofáciése

1—2. = Hullámveréstől védett, csendes vízi, redukciós közegű lagúnából vagy egy partközeli interplató-medenéből származó anyag. Szerves anyaga tömeges, összetételét közel azonos arányú sporomorpha és közepesen szénült növényi törmelék alkotja. A szénszemcsék nagy része folyóvízzel szállított, faszövet-eredetű, kisebb részük a biotópban élt algák törmeléke.

A szén apró és közepes szemcséjű, koptatott, nem vagy csak gyengén bontott. A durva frakciót, fenyőtracheida-törmelék és fonalas alga alkotja. Ebbe a frakcióba tartoznak a gyűrűsférgék rágószervének tartott *Scolecodonta*-maradványok is, amelyek ebben a mikrofáciesben következetesen előfordulnak. A sporomorpha-anyag ép, jó megtartású, *Bisaccat*-dominanciájú, de a maradványegyüttesben jelen vannak a parti régió aljnövényzetéből származó, az üledékgyűjtőbe az areális erózióval érkező páfrányspórák is.

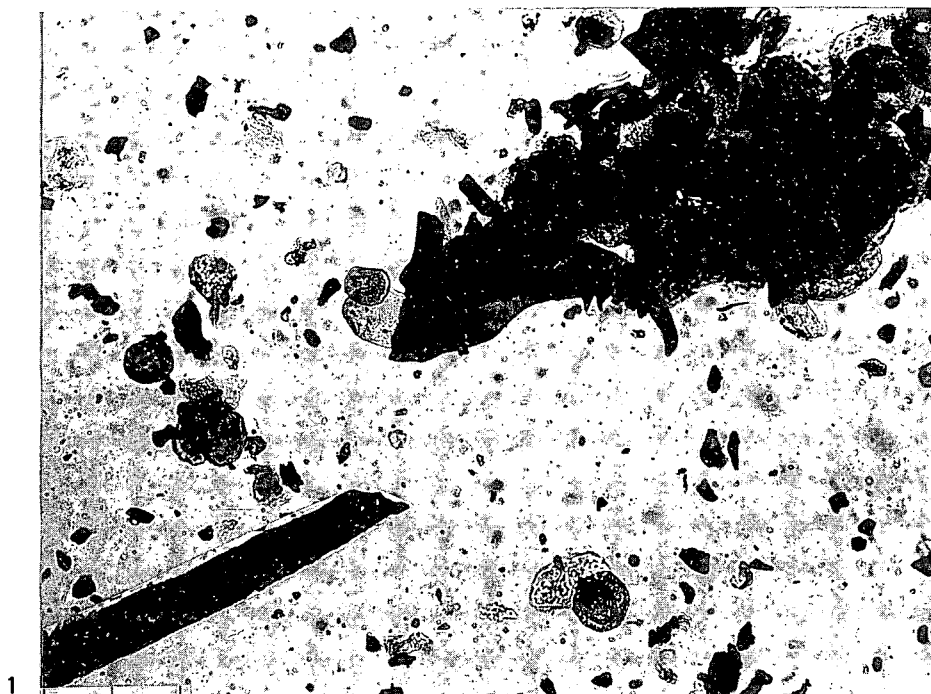
Tengeri eredetre utal a szerves vázú mikroplanktonhoz tartozó *Veryhachium* nemzetség néhány példánya. 60. sz. minta.

— Material deriving from a lagoon of reduction milieu, protected against waving, or a nearshore interplatform zone basin.

Abundant organic material. Its composition includes sporomorphs and medium-coalified plant fragments in nearly same proportion. The major part of coal grains is of wooden origin and transported by river stream, whereas the smaller part is represented by detritus of algae lived in the biotope.

Coal is fine- and medium-grained, rounded, fresh or hardly decomposed. The coarse fraction is made up of detritus of pine-tracheida and algal thread. This fraction includes also the remains of *Scolecodonta* considered to be the mandible of annelids, frequently occurring in this microfacies, too. Sporomorph are intact, well-preserved and *Bisaccat*-dominated, but fern spores coming from the undergrowth of the coastal region and transported by areal erosion is also included in the fossil assemblage.

Some specimens of *Veryhachium* belonging to the organic-walled microplanktons point to marine origin. Sample No. 60.



A SPIREMATOSPERUM WETZLERI (HEER) CHANDLER MAGYARORSZÁGI ELŐFORDULÁSA

LÁSZLÓ JÓZSEF

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 561.35(234.373+234.373.4)

T á r g y s z a v a k : Monocotyledoneae, Zingiberaceae, felső-pannóniai, Mátra-
alja, Bükkalja

A Bükkaljai Lignit Formáció rétegeiből az utóbbi években jelentős levél és paleo-
carpológiai anyag került elő. A mag- és termésleletek feldolgozása bővítette ismerete-
inket a felső-pannóniai flóráról. Ilyen új elem a *Spirematospermum wetzleri* (HEER)
CHANDLER is, mely 4 új lelőhelyről is előkerült (Visonta, Thorez-külfejtés, Visonta, K-i
bánya, Visonta, Ny-i bánya, Bükkábrány, lignitkülfejtés), és mint trópusi flóraelem élt
a Taxodiaceae (Glyptostrobus) lápok nedves parti erdőiben.

A mátra—bükkaljai lignitterület felső-pannóniai korú flórájának első értékelése
óta (PÁLFALVY I.—RÁKOSI L. 1979) újabb levél- és paleocarpológiai anyag került be-
gyűjtésre. Közülük a *Carex* sp., *Carpinus* sp., cf. *Carya* sp., *Ceratophyllum* sp., cf. *Part-
henocissus* sp., *Pterocarya limburgensis*, *Spirematospermum wetzleri*, *Stratiotes kalten-
nordheimensis*, *Vitis teutonica* mag- és termésleletei a magyarországi pannóniai kori
flóra új elemeinek számítanak (LÁSZLÓ J. 1989).

A *Spirematospermum wetzleri* első említése Magyarországról (NAGY L.-NÉ—PÁLF-
FALVY I. 1963) az egri Wind-gyár felső-oligocénjéből történt. Az új gyűjtések során
négy lelőhelyről vált ismertté termés- és maglelete: Visonta, Thorez-külfejtés, Visonta,
K-i bánya, Visonta, Ny-i bánya, Bükkábrány, lignitkülfejtés (1. ábra). A lelőhelyek lig-
nittlepes rétegsora a Bükkaljai Lignit Formáció tagja (JÁMBOR et al. 1988).

Zingiberaceae

Spirematospermum Chandler 1925

Spirematospermum wetzleri (HEER 1859) CHANDLER 1925

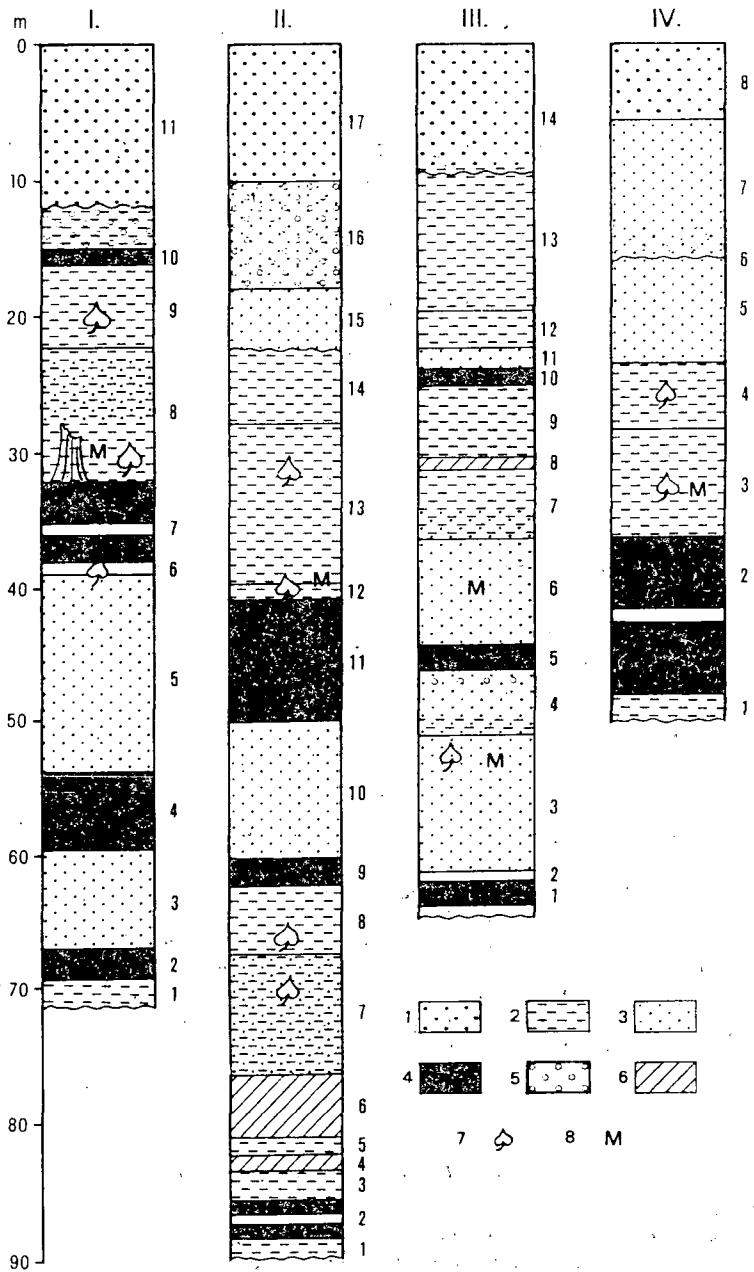
1859. *Gardenia wetzleri* HEER — HEER p. 192, CXLI. tábla, 81—103.

1925. *Spirematospermum wetzleri* (HEER) CHANDLER — CHANDLER p. 17, I. tábla, 8a—c.

1962. *Spirematospermum wetzleri* (HEER) CHANDLER — BŰŽEK p. 217, I. tábla, 1—5.

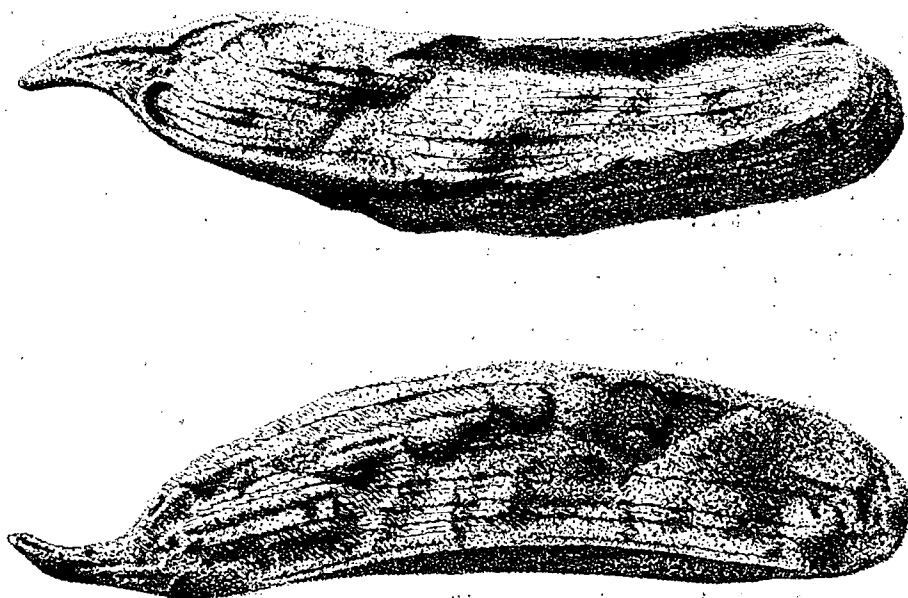
1968. *Spirematospermum wetzleri* (HEER) CHANDLER — GIVULESCU p. 584, IV. tábla 5, V. tábla 11.

1972. *Spirematospermum wetzleri* (HEER) CHANDLER — KOCH — FRIEDRICH p. 15, IV. tábla 1—19,
VII. tábla 1—4, 6.



1. ábra. A lelőhelyek földtani szelvénye: I. Visonta, Thorez külfejtés, II. Visonta, K-i bánya, III. Visonta, Ny-i bánya, IV. Bükkábrány, lignitkülfejtés

Fig. 1. Geological profiles of localities: I. Visonta, Thorez opencast mine, II. eastern mine, Visonta, III. western mine, Visonta, IV. opencast lignite mine, Bükkábrány



2. ábra. *Spirematospermum wetzleri* (HEER) CHANDLER — termés, hossz = 6 cm (Bk-4665),
(HUSZÁR IMRE rajza), Bükkábrány, lignitkölfejtés

Fig. 2. *Spirematospermum wetzleri* (HEER) CHANDLER fruit, length = 6 cm (BK-4665),
(drawing prepared by I. HUSZÁR), opencast lignite mine, Bükkábrány

Leírás: 5–8 cm hosszú, 1,2–1,8 cm széles toktermés (2. ábra). Nyújtott ovális alakú, melynek alsó vége nyélbe keskenyedik, felül lekerekített. Az éleken tompított bordák futnak, melyek a nyélbe jutva elsimulnak. Külső felületén finom hosszanti rostozottság figyelhető meg. A sorban ülő magok szoros elhelyezkedése a tok felszínén látható hullámok, kiemelkedések révén nyomon követhető.

A termésleletek igen gyakran sérülten ágyazódtak be, legtöbbször a csúcsi rész, a felső harmad hiányzik. A röntgenátvilágítások alapján a termésben levő magok elhelyezkedésének rendszere is ismertté vált (KOCH B. E.—FRIEDRICH W. L. 1971). A száradás közben felhasadt és így tanulmányozható magyarországi termésleletek szerkezete ezektől nem mutat eltérést.

A magok 0,9–1 cm hosszúak és 3–4 mm szélesek, sötétbarnák, maghéjuk fényes. Alsó végüket 0,5 mm átmérőjű, ovális nyílású csírapapu zárja, a felső hegyes csúcsban végződik. Jellegzetességük a hossztengety menti 45°-os csavarodottság, mely jó határozási bélyeg. A magok belső szerkezetének részletes vizsgálatát FRIEDRICH W. L.—KOCH B. E. (1972) végezte.

A bükkábrányi lignitkölfejtés és visontai K-i bánya lelőhelyekről a *Spirematospermum wetzleri* mag és termésleletei is előkerültek, míg Visonta, Thorez-kölfejtés és Visonta, Ny-i bánya lelőhelyekről csak mag leletei ismertek. A négy lelőhely anyaga egységes, eltérés nem volt.

A példányok a MÁFI Ősnövénytani Gyűjteményében BK-4495, BK-4508, BK-4665–4671. leltári számon kerültek elhelyezésre.

(Az 1990 nyarán végzett új gyűjtések során Rudabánya, Andrassy II. lelőhelyről is *Spirematospermum wetzleri* mag került meghatározásra, melynek kora alsó-pannoniai. Leltári sz. BK-4847)

A *Spirematospermum wetzleri* első ízben 1859-ben szerepel az ősnövénytani irodalomban, amikor HEER O. ismerteti *Gardenia wetzleri* néven. Ma a felső-eocéntól a pliocénig Euráziából több mint 100 lelőhelyről ismert. Nagy idő- és térbeli elterjedése, valamint a környező országokból jelentős számú lelőhelyről való említése miatt várható volt magyarországi előfordulása is, de a most leírt példányok előtt az egri Wind-gyár lelőhelyről flóralistában említett (NAGY L.-NÉ-PÁLFALVY I. 1963), ismeretlen helyen levő példány volt csak ismert. A most gyűjtött mag- és termésleletek teljes egyezést mutatnak az irodalomban fellelhetőkkel, melyek a felső-eocéntól a pliocénig nem mutatnak a fosszilis anyagból kimutatható változást. A pliocénben egész Euráziából eltűnik, pleisztocén előfordulása már nem ismert. Mai rokonsága trópusi területen él, hozzá leginkább a Maláj-félszigeten élő *Cenolophon oxymitru* (SCHUMANN) HOLTTUM mutat erős hasonlóságot. Ez arra utal, hogy a felső-pannóniai Taxodiaceae (Glyptostrobus) lápok nedves parti erdeinek trópusi flóralemele is volt, mely a meleg mérsékelt éghajlat alatt is közepesen gyakori előfordulásnak bizonyul. A *Spirematospermum wetzleri* egyik cáfolata annak — a kellő ismertség hiánya miatt kialakult — felfogásnak, miszerint a pannóniai flórák fajszegevények.

IRODALOM – REFERENCES

- BŰZEK, Č. 1962: *Spirematospermum wetzleri* (Heer) Chandler aus dem Pannon von Wiener Beckens — Věstník Ústr. úst. geol. 37.: 217–220.
- FRIEDRICH W. L.—KOCH B. E. 1972: Der Arillus der tertiären Zingiberaceae *Spirematospermum wetzleri*. — Lethaia, 5.: 47–60.
- GIVULESCU R. 1968: Ein neuer Beitrag zur Kenntnis der fossilen Flora von Corus, bei Cluj (Rumänien). — Geologie, 17.: 572–605.
- HEER O. 1859.: Flora tertiaria Helvetiae. — 3.: 1–377.
- JÁMBOR Á. et al. 1988: A magyarországi pannóniai (s.l.) képződmények rövid földtani jellemzése. — Földt. Int. Évi Jel. 1986-ról.: 311–326.
- KOCH B. E.—FRIEDRICH W. L. 1971: Früchte und samen von *Spirematospermum* aus der Miozänen Fästerholt — flora in Dänemark. — Palaeontographica Abt. B. 136. (1–4): 1–46.
- LÁSZLÓ J. 1989: Visonta és Bükkábrány összehasonlító paleobotanikai vizsgálata makroflóra alapján. — Szakdolgozat, kézirat
- NAGY L.-NÉ-PÁLFALVY I. 1963: Az egri téglagyári szelvény ősnövénytani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról.: 223–263.
- PÁLFALVY I.—RÁKOSI L. 1979: A visontai lignittelepes összlet növénymaradványai. — Földt. Int. Évi Jel. 1977-ről.: 47–66.

OCCURRENCES OF SPIREMATOSPERMUM WETZLERI (HEER) CHANDLER IN HUNGARY

by

J. LÁSZLÓ

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC: 561.35 (234.373.3+234.373.4)

Key-words: Monocotyledonae, Zingiberaceae, Upper Pannonian, Mátra Foreland, Bükk Foreland (NE Hungary)

Since the time of the first evaluation of the Upper Pannonian flora of the Mátra—Bükkalja lignite area (I. PÁLFAIVY—L. RÁKOSI 1979) a further leaf and a remarkable paleocarpological matter have been collected. Of them seed and fruit fossils of *Carex* sp., *Carpinus* sp., cf. *Carya* sp., *Cerathophyllum* sp., cf. *Parthenocissus* sp., *Pterocarya limburgensis*, *Spirematospermum wetzleri*, *Stratiotes kaltennordheimensis*, *Vitis teutonica* are regarded as new elements of the Pannonian flora in Hungary (J. LÁSZLÓ 1989).

Spirematospermum wetzleri was first mentioned from Hungary from the Upper Oligocene of the Wind Brickyard in Eger (E. NAGY—I. PÁLFAIVY 1963). During further collecting work seed and fruit fossils were identified from four other localities which are as follows: Thorez opencast mine; Visonta; E mine, Visonta; W mine, Visonta; opencast lignite mine, Bükkábrány (Fig. 1). The lignite-seam-containing sequence of localities belongs to the Bükkalja Lignit Formation (JÁMBOR et al. 1988).

Zingiberaceae

Spirematospermum CHANDLER 1925

Spirematospermum wetzleri (HEER 1859) CHANDLER 1925

1859. *Gardenia wetzleri* HEER — HEER p. 192. Plate CXLI, 81—103

1925. *Spirematospermum wetzleri* (HEER) CHANDLER — CHANDLER p. 17. Plate I. 8a-c.

1962. *Spirematospermum wetzleri* (HEER) CHANDLER — BŮŽEK p. 217., Plate I, 1—5

1968. *Spirematospermum wetzleri* (HEER) CHANDLER — GIVULESCU p. 584, Plate IV., 5, V., Plate II

1971. *Spirematospermum wetzleri* (HEER) CHANDLER — KOCH — FRIEDRICH sp.15, Plate IV. 1—19, Plate VII, 1—4, 6

Description: 5 to 8 cm long, 1.2 to 1.8 cm wide capsular fruit (Fig. 2), with elongated, oval shape with the bottom and attenuated into a stem, and the top part rounded. On the edges blunt ribs are found which become smooth when reaching the stem. In longitudinal direction a fine fibrous arrangement can be observed on the external surface. The light setting of aligned seeds can be observed in the form of undulations and elevations visible on the capsule surface.

Fruit finds were rather frequently damaged when embedded. In most cases the tip part, i.e. the upper one-third part is missing. X-ray examinations have allowed us to reveal the arrangement of seeds in the fruit (B. E. KOCH—W. L. FRIEDRICH 1971). The structure of fruit fossils encountered in Hungary and ripping open during desiccation and thus becoming suitable for being studied shows no difference from the aforesaid ones.

Seeds are 0.9 to 1 cm long, 3 to 4 mm wide, dark brown and have bright seed-coat. The bottom part ends with an oval germgate with a diameter of 0.5 mm, whereas the upper part ends with a spiked tip. They are characterized by a twisting of 45° along the longitudinal axis, which represents a mark excellent for identification. A detailed study of the internal structure of seeds was performed by W. L. FRIEDRICH—B. E. KOCH (1972).

From localities of opencast lignite mine at Bükkábrány and the E mine at Visonta both seed fossils and fruit fossils of *Spirematospermum* have been identified, whereas from localities of the Thorez openwork mine and the western mine at Visonta only seed fossils have been known. Fossils encountered at these four localities are uniform and show no difference.

Registered as Inv. Nos. BK-4495, BK-4508, BK-4665—4671, the specimens were incorporated into the Paleobotanical Collection of the Hungarian Geological Institute.

In summer 1990, a seed of *Spirematospermum wetzleri* dated as Early Pannonian (Inv. No. BK-4847) was identified at the locality Andrásy II, Rudabánya too.)

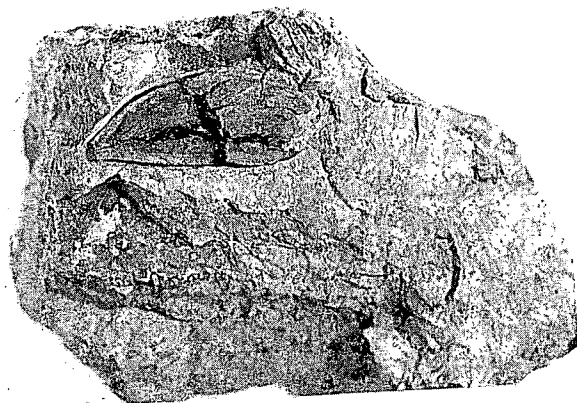
Spirematospermum wetzleri was first dealt with in the paleobotanical literature in the year 1859 when described by O. HEER as *Gardenia wetzleri*. Recently it has been known

from more than 100 localities in Eurasia, ranging from the Upper Eocene to the Pliocene. Due to its wide distribution in time and space and to the fact that it was recorded from a great number of localities in the neighbouring countries its occurrence in Hungary was also expected, but prior to the turning up of the specimens described here only a specimen of unknown whereabouts was mentioned in a list of flora from the Wind Brickyard at Eger (E. NAGY—I. PÁLFALVI 1963). The recently collected seed and fruit fossils have been completely identical with those included in the literature and not showing any change detectable from fossil material in the range from the Upper Eocene to the Pliocene. During the Pliocene the species disappears from the entire Eurasia and is not known from the Pleistocene at all.

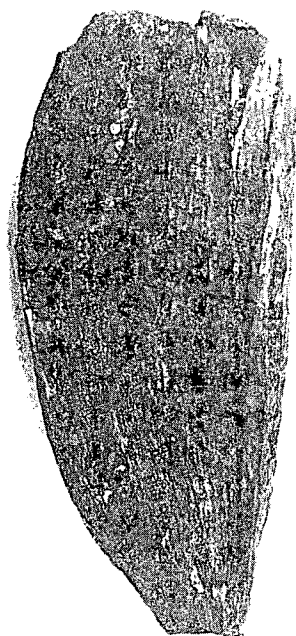
Its recent relationship exists tropical area. It is *Cenolophon oxymitrum* (SCHUMANN) HOLTUM existing in the Malaya peninsula that exhibits a great similarity to it. This points to the fact that the Late Pannonian Taxodiaceae (Glyptostrobus) also represented a tropical flora element of humid coastal forests of swamps, which proves to be—even under warm and moderate climatic conditions—of average frequency. *Spirematospermum wetzleri* represents a denial of the conception maintained by the respective poor knowledge, considering every Pannonian flora to be poor in species.

I. TÁBLA — PLATE I

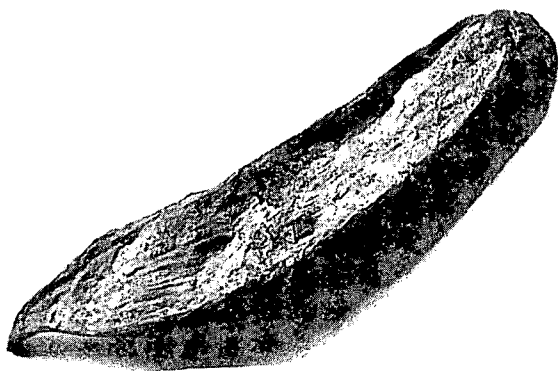
1. *Spirematospermum wetzleri* (HEER) CHANDLER — termés
Bükkábrány, lignitkülfejtés, BK-4495
Hossza: 3,4 cm
2. *Spirematospermum wetzleri* (HEER) CHANDLER — termés
Bükkábrány, lignitkülfejtés, BK-4671
Hossza: 2,6 cm
3. *Spirematospermum wetzleri* (HEER) CHANDLER — termés
Bükkábrány, lignitkülfejtés. BK-4665
Hossza: 6 cm
4. *Spirematospermum wetzleri* (HEER) CHANDLER — magok
Bükkábrány, lignitkülfejtés
Hossza: 1 cm



1



2



3



4

TRIÁSZ KORÚ RADIOLARIÁK A BALATON-FELVIDÉKRŐL

DOSZTÁLY LAJOS

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 563.24:551.76(439.117)

T á r g y s z a v a k : triász, Radiolaria, faunalista, új taxon, biosztratigráfia, Balaton-felvidék

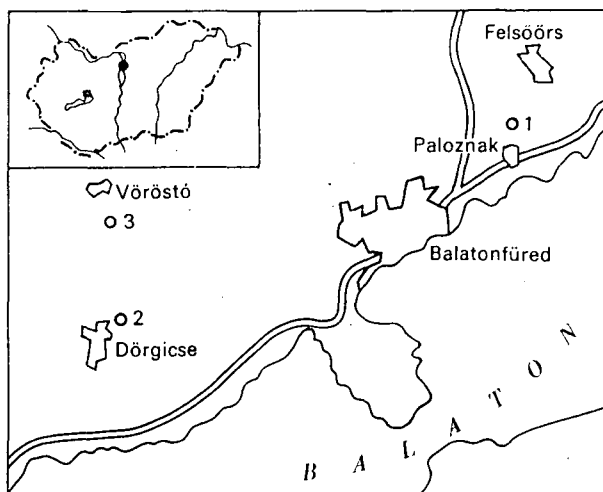
A Balaton-felvidék 1:20 000 méretarányú térképezése kapcsán alkalmam volt néhány feltárás és fúrás Radiolariáinak vizsgálatára. Ezen vizsgálatok is megerősítették azt a tényt, hogy a Balaton-felvidéken roppant gazdag és változatos Radiolaria fauna található.

A vizsgált minták kora felső-anisusi és alsó-karni közötti. A Radiolariák segítségével alemelet-pontosságú besorolást lehetett adni. Ez különösen az Ammoniteseket csak elvétve tartalmazó kőzeteknél és a fúrásoknál volt jelentős. A vizsgálatok során új taxonként 1 genusz, 4 faj és 1 alfaj került elő.

A Radiolaria-vizsgálatok meglehetősen hosszú múltra tekintenek vissza a Balaton-felvidéken. Már több mint száz éve, hogy HANTKEN M. (1884) felhívta a figyelmet egyes triász korú kőzetek Radiolaria-tartalmára. HANTKEN a Radiolaria-tartalmú csiszolatokat elküldte a kor legismertebb specialistájának, RÜSTNEK. Ő a felsőörsi Malom-völgy mészköveiből tíz új fajt publikált (RÜST 1891). A század elején HOJNOS R. végzett Radiolaria-vizsgálatokat a területen (1916, 1921). A már klasszikusnak számító felsőörsi szelvény mellett Balatonalmádi és Vörösberény környékéről is ismertetett Radiolariákat. Az eddig említett vizsgálatok vékonycsiszolatokból történtek. Ezek a mai korszerűbb vizsgálatokkal sajnos nagyon nehezen vethetők össze. Az első korszerű vizsgálatokat KOZUR H. készítette. MOSTLERREL közösen több új taxont publikáltak Felsőörsről és Köveskálról (KOZUR—MOSTLER 1981, 1983, KOZUR 1984, 1988).

E cikk alapját a Balaton-felvidék 1:20 000 méretarányú térképezése során előkerült minták szolgáltatták.

A Balaton-felvidék triász korú képződményeiben több szintben is találhatók Radiolariák (1. ábra). Legnagyobb mennyiségben a Felsőörsi Mészkő Formáció, Buchensteini Formáció és a Füredi Mészkő Formáció képződményeiben találhatók. A Buchensteini Formáción belül már vékonyabb radiolaritszintek is előfordulnak. A Radiolariák nagy mennyisége ellenére csupán néhány helyről került elő szép és gazdag fauna. A legtöbb esetben a vázak átkristályosodtak és/vagy gömb alakú Radiolaria-pszeudomorfózák kerültek elő. A vi-



1. ábra. Radiolariákat tartalmazó lelőhelyek a Balaton-felvidéken

1. Paloznak 1. sz. fúrás, 2. Dörgicse 1. sz. fúrás, 3. Vöröstó 7. sz. fúrás

Fig. 1. Radiolarian-bearing localities in Balaton Upland

1. Borehole Paloznak 1, 2. borehole Dörgicse 1, 3. borehole Vöröstó 7

szonylag nagy mennyiségben jelen levő vulkáni anyagok következtében gyakori a mészkövek utólagos átkovásodása. A diszperz kova szinte lehetetlenné teszi a Radiolariák kiszabadítását a kőzetből. A vizsgálatok 5—50 dkg-nyi anyagból történtek. A mészköveket kb. 10%-os ecetsavval vagy 5—15%-os sósavval oldottam. A radiolaritok, ill. a kovás mészkövek oldása 3—6%-os HF-dal történt.

A Radiolaria fauna vizsgálatai után általánosságban a következők mondhatók el. A középső-triászban nagy mennyiségű vulkáni anyag került a tengerbe. Ennek következtében megnőtt a tengervíz oldott kovatartalma. Ez kedvezett a Radiolariák elszaporodásának (hirtelen megnőtt a taxonszám). Ennek ismeretében nem meglepő, hogy általában alemeleltenként kicserélődött a fajok kétharmad része. A felvirágzásoknak valószínűleg nemcsak az oldott kova, hanem a táplálék, az áramlási és fényviszonyok is okai voltak. A taxonok magas száma és közel azonos gyakoriságuk meleg, oldott kovában gazdag tengerre utal.

Az alábbiakban a leggazdagabb, ill. legfontosabb lelőhelyek faunáit ismertetjük.

Felsőörs, Malom-völgy

A Malom-völgyben levő szelvény a magyar geológia egyik klasszikus feltárása. Ugyanígy klasszikusnak számít a Radiolaria-irodalomban is. Rüst D. (1891) tíz új fajt írt le a szelvényből. Az egykori minták helyét nem sikerült azonosítani, de minden valószínűség szerint a Paraceratites trinodosus zónába tartozó ún. Felsőörsi Mészkő Formációba tartozó képződményeiből származnak. A későbbiekben publikált a szelvényből HOJNOS R. is (1916, 1921). KOZUR és MOSTLER számos új taxont írt le a feltárásból (KOZUR—MOSTLER 1981, KOZUR 1984). Az általuk ismertett új taxonok mindegyike a Felsőörsi Mészkő Formáció felső részén levő 87. sz. rétegből került elő.

A réteg a *Paraceratites trinodosus* zónába tartozik, kora illír. A Rüst által leírt fajok közül csupán a *Pseudostylosphaera coccostyla* fajt sikerült azonosítani (IV. tábla 3.)

Az általam a Felsőörs, Malom-völgy 87. rétegéből gyűjtött és meghatározott Radiolariák:

Anisicyrtis hungarica KOZUR et MOSTLER
Archaeospongoprunum bispinosum KOZUR et MOSTLER
A. mesotriassicum mesotriassicum KOZUR et MOSTLER
Cryptostephanidium cornigerum DUMITRICA
Eonapora mesotriassica KOZUR et MOSTLER
Foremanella macrocephala DUMITRICA
Goestlingella illyrica KOZUR
Helioentactinia oertlii (KOZUR et MOSTLER)
Heliosoma riedeli KOZUR et MOSTLER
Hindeosphaera spinolosa (NAKASEKO et NISHIMURA)
Hinedorcus alatus DUMITRICA et al.
Hozmadia reticulata DUMITRICA et al.
H. rotunda (NAKASEKO et NISHIMURA)
Katorella bifurcata KOZUR et MOSTLER
Paroertlispongius rarispinosus KOZUR et MOSTLER
Pentactinocarpus acanthicus DUMITRICA
P. mesotriassicus DUMITRICA et al.
P. cf. symmetricus DUMITRICA et al.
Plafkerium (?) *confluens* DUMITRICA et al.
P. (?) nazarovi KOZUR et MOSTLER
Planispinocyrtis baloghi KOZUR et MOSTLER
Pseudostylosphaera coccostyla (RÜST)
Ps. cf. longispinosa KOZUR et MOSTLER
Silicarmiger costatus DUMITRICA et al.
S. costatus anisicus KOZUR et MOSTLER
Spinotriassocampe hungarica KOZUR
Squinabolella illyrica KOZUR et MOSTLER
Sq. cf. parvispinosa KOZUR et MOSTLER
Squinabolella ap.
Staurocontium (?) *trispinosum ladinicum* DUMITRICA et al.
Triassocampe scalaris DUMITRICA et al.
Weverisphaera sp.

Paloznak 1 sz. fúrás

A fúrás (Pat. 1) 1985-ben mélyült a paloznaki Csákány-hegyen. A harántolt vázlatos rétegsor:

0,0—3,2 m lösz, lejtőtörmelék
 3,2—4,6 m mészkő (Füredi Mészkő Formáció)
 4,6—99,0 m tufa, tufit, kovagumos mészkő, mészmárga (Buchensteini F.)
 99,0—155,5 m mészkő, mészmárga, tufitos márga, meszes dolomit (Felsőörsi Mészkő F.)
 155,5—166,6 m dolomit (Megyehegyi Dolomit F.)

Radiolariák csupán a Buchensteini Formáció képződményeiből kerültek elő. A 26,5—29,2 m, ill. 55,8—64,3 m közötti két szakaszból kifejezetten szép és gazdag fauna származott.

Az 55,8—64,3 m közötti szakasz alsó-ladini, fassai korú Radiolariákat tartalmaz.

A leggazdagabb minta faunája:

55,8 m

Astrocentrus pulcher KOZUR et MOSTLER
Conosphaera fleuryi DE WEVER
Cryptostephanidium cf. *verrucosum* DUMITRICA
Eptingium manfredi DUMITRICA
Falcispongius calcaneum DUMITRICA
Helioentactinia oertlii KOZUR et MOSTLER
Hinedorcus alatus DUMITRICA et al.
Hozmadia spp.
Katorella bifurcata KOZUR et MOSTLER
Oertlispongius aff. *inaequispinosus* DUMITRICA et al.
Parasepsagon tetracanthus DUMITRICA et al.
Paroertlispongius rarispinosus KOZUR et MOSTLER
Pentaspogonodiscus mesotriassicus DUMITRICA et al.
P. tortilis ladinicus DUMITRICA et al.
Paurinella aequispinosa KOZUR et MOSTLER
Plafkerium (?) *obliquum* KOZUR et MOSTLER
Planispinocyrtis baloghi KOZUR et MOSTLER
Poulpus sp.
Pseudostylosphaera coccostyla (RÜST)
Ps. longispinosa KOZUR et MOSTLER
Silicarmiger cf. *costatus* DUMITRICA et al.
Stichomitra cf. *triassica* DUMITRICA et al.
St. sabaluavae NAKASEKO et NISHIMURA
Tamonaella multispinosa DUMITRICA et al.
Tiborella magnidentata DUMITRICA et al.
Triassocampe deweveri NAKASEKO et NISHIMURA
T. scalaris DUMITRICA et al.
Triassocampe spp.
Welirella cf. *weveri* KOZUR et MOSTLER
Yeharia sp.

A 26,5–29,2 m közötti szakasz kora felső-ladin, longobárd. Ezt a kort egyértelműen datálja a *Muelleriortis cochleata*, *Hungarosaturnalis longobardicus*, *H. multispinosus* fajok jelenléte. A mintából számos olyan taxon is előkerült, amelyeket eddig csak a karniból ismertettek. Ilyenek pl. a *Rhopalodictyum claviformis* (II. tábla 4.), *Zhamoidasphaera latispinosa* (II. tábla 5.). A Veghicyclidae család megjelenését KOZUR és MOSTLER az alsó-karni legaljára tette (KOZUR—MOSTLER 1983). A család képviselőiről azt tartották, hogy karni vagy fiatalabb kort jelöl. A Palóznak 1. sz. fúrás 29,2 és 28,6 méteres szakaszáról kerültek elő Veghicyclidae családba tartozó példányok. Ezek a *Veghicyclia* aff. *globosa* (IV. tábla 2.) és a *V. aff. multispinosa*. Mivel a fúrás ezen szakasza egyéb Radiolariákkal bizonyítottan ladin korú, a Veghicyclidae család megjelenését korábbra kell datálni. A 29,2 méteres mélységből két új taxon is előkerült. Ezek a *Pterospongius aquila* (I. tábla 1.) és a *Baumgartneria dumitricae* (I. tábla 2.).

A leggazdagabb minta faunája:

29,2 m

Acanthosphaera austriaca KOZUR et MOSTLER
Annulopoulpus sp.
Astrocentrus pulcher KOZUR et MOSTLER
Balogisphaera goestlingensis KOZUR et MOSTLER
Baumgartneria dumitricae DOSZTÁLY n.sp.
Bogdanella trenata KOLAR—JURKOVŠEK

Dreyericyrthium curvatum KOZUR et MOSTLER
Dumitricasphaera aff. *latispinosa* KOZUR et MOSTLER
Eonapora pulchra KOZUR et MOSTLER
Falcispongus rostratus DUMITRICA
Goestlingella cordevolica KOZUR et MOSTLER
G. subsphaerica KOZUR et MOSTLER
Gomberellus bispinosus (KOZUR et MOSTLER)
Hungarosaturnalis longobardicus KOZUR et MOSTLER
Muelleriortis cochleata cochleata (NAKASEKO et NISHIMURA)
Multiarcusella aff. *muelleri* KOZUR et MOSTLER
M. spinosa KOZUR et MOSTLER
Natraglia sp.
Oertlispongus aff. *inaequispinosus* DUMITRICA et al.
Paronaella sp.
Paraplasferium aff. *quinespinosus*
Parapoulpus oertlii KOZUR et MOSTLER
Parentactinosphaera oertlii KOZUR et MOSTLER
Paurinella aff. *curvata* DUMITRICA
Pentactinocarpus bispinosus KOZUR et MOSTLER
Pentaspongodiscus aff. *mesotriassicus* DUMITRICA et al.
P. spinosus KOZUR et MOSTLER
Picapora robusta KOZUR et MOSTLER
Poulpus phasmatodes DE WEVER
Poulpus sp.
Pseudosaturnumforma carnica KOZUR et MOSTLER
Pterospongus aff. *alatus* DUMITRICA
P. aquila DOSZTÁLY n. sp.
Ruesticyrthium goczani KOZUR et MOSTLER
R. longum KOZUR et MOSTLER
R. rieberi KOZUR et MOSTLER
R. robustum KOZUR et MOSTLER
Sanfilippoella costata KOZUR et MOSTLER
S. tortilis KOZUR et MOSTLER
Silicarmiger curvatus KOZUR
Spongechinus triassicus KOZUR et MOSTLER
Spongoserrula aff. *cristagalli* DUMITRICA
S. rarauna DUMITRICA
Spongostylus trispinosus KOZUR et MOSTLER
Squinabolella sp.
Staurocontium? *trispinosum* (KOZUR et MOSTLER)
Staurodoras dercourtii DE WEVER
Stylosphaera goestlingensis KOZUR et MOSTLER
St. hellenica DE WEVER
Tetraspongodiscus longispinosus KOZUR et MOSTLER
Triactoma longispinosa KOZUR et MOSTLER
Triassocampe sp.
Veghicyclia aff. *globosa* KOZUR et MOSTLER
V. aff. multispinosa KOZUR et MOSTLER
Vinassaspongus subsphaericus KOZUR et MOSTLER
Wuranella aff. *carnica* KOZUR et MOSTLER
Zhamoidasphaera latispinosa KOZUR et MOSTLER

Dörgicse 1. sz. fúrás

A fúrás által harántolt vázlatos rétegsor:

0,0—23,7 m Füredi Mészkö Formáció
 23,7—75,6 m Buchensteini Formáció
 75,6—142,8 m Tagyoni Mészkö Formáció
 142,8—155,0 m Megyehegyi Dolomit Formáció

Sztratigráfiailag használható Radiolariák csupán a Buchensteini Formáció felső szakaszáról kerültek elő (33,4—34,2 m). A mintában található *Muelleritortis cochleata cochleata* (V. tábla 1.), *Hungarosaturnalis multispinosus* alapján a minta kora felső-ladini, longobárdi.

A 34,2 méterből előkerült Radiolariák:

Astrocentrus pulcher KOZUR et MOSTLER
Baumgartneria cf. *retrospina* DUMITRICA
Baumgartneria sp.
Falcispongus sp.
Gomberellus bispinosus (KOZUR et MOSTLER)
Hungarosaturnalis multispinosus KOZUR et MOSTLER
Muelleritortis cochleata cochleata (NAKASEKO et NISHIMURA)
Paronaella sp.
Parentactinosphaera oertlii KOZUR et MOSTLER
Paurinella sp.
Pentactinocarpus sp.
Picapora robusta KOZUR et MOSTLER
Pterospongus sp.
Ruesticyrtium longum KOZUR et MOSTLER
Sanfilippoella sp.
Silicarmiger sp.
Spongoserrula cf. *dehli* CORDEY et al.
S. rarauna DUMITRICA
Stylosphaera hellenica DE WEVER
Tamonaella sp.
Triactoma longispinosa KOZUR et MOSTLER
Triassocampe sp.
Zhamoidasphaera latispinosa KOZUR et MOSTLER

Vöröstó 7. sz. fúrás

A fúrásból csupán a Buchensteini Formációba tartozó néhány mintát vizsgáltam. A választás szerencsésnek bizonyult. A 42,1 m-ből származó minta két új taxont tartalmazott. Ezek a *Muelleritortis nobilis* n. sp. (V. tábla 4., 5.) és a *M. cochleata hungarica* n. ssp. (V. tábla 2.).

A mintában megtalálhatók a *M. cochleata*, *Baumgartneria curvispina*, *Pterospongus alatus* fajok is. Ezek alapján a minta kora felső-ladini, longobárdi.

A 42,1 méterből származó minta Radiolariái:

Baumgartneria curvispina DUMITRICA
Gomberellus bispinosus (KOZUR et MOSTLER)
Hungarosaturnalis multispinosus KOZUR et MOSTLER
Muelleritortis cochleata cochleata (NAKASEKO et NISHIMURA)

M. cochleata hungarica DOSZTÁLY n. ssp.
M. nobilis DOSZTÁLY n. sp.
Oertlispongos inaequispinosus DUMITRICA et al.
Paraplaferium cf. *quinespinosus* KOZUR et MOSTLER
Paroertlispongos sp.
Paronaella sp.
Pentaspogodiscus sp.
Plaferium muelleri KOZUR et MOSTLER
Planispinocyrtis sp.
Poulpus piabyx DE WEVER
Silicarmiger costatus DUMITRICA et al.
Spongoserula rarauana DUMITRICA
Stylosphaera hellenica DE WEVER
Triassocampe scalaris DUMITRICA et al.

Balatonfüred, Száka-hegy

A Száka-hegyen felhagyott, részben rekultivált kőfejtő található, ahol a Füredi Mész-kő Formációba tartozó vastagpados mészkövet fejtették. A rekultiváció miatt a fejtő legalsó rétegei ma már hozzáférhetetlenek. Ezért is nagy jelentőségű az innen előkerült mikro- és makrofauna. A gyűjtés során néhány Ammonitest is találtam. Ezeket VÖRÖS ATTILA határozta meg:

Dittmarites aff. *rueppeli* (KLIPSTEIN)
Dittmarites sp.
Trachyceras aon (MÜNSTER)

Sztratifráciailag legfontosabb *T. aon* a rétegsor közepéről került elő. Ez alatt található az a réteg (I/23), amelyből rendkívül gazdag Radiolaria származik. Ebből eddig 68 fajt sikerült azonosítani. A fauna kora alsó-karni, cordevolei. Ezt támasztja alá a *T. aon* is. A szelvény többi rétegéből viszonylag kevés Radiolaria került elő. A legalsó rétegektől a legfelsőig szinte végig megtalálható a *Paleosaturnalis triassicus* faj, amely egyértelműen karni kort jelez. (Megjegyzendő: a Füredi Mész-kő Formáció képződményeiből ez ideig még nem került elő ladin korra utaló Radiolaria. A képződmény legalsó rétegei is már karni Radiolariákat tartalmaznak.) Ezt alátámasztják a legutóbbi Ammonites és Conodonta vizsgálatok eredményei is (Budai—Dosztály 1990). Az I/23. mintából előkerült *Annulosaturnalis trispinosus* új genusz és új species. Ebből a mintából előkerült valamennyi Radiolaria limonitodott vázú volt.

Az I/23-as réteg Radiolariái:

Annulosaturnalis trispinosus DOSZTÁLY n. gen., n. sp.
Acanthosphaera mocki KOZUR et MOSTLER
Annulopoulpus costatus KOZUR et MOSTLER
Astrocentrus pulcher KOZUR et MOSTLER
Bulbocyrtium cf. *reticulatum* KOZUR et MOSTLER
Capnuchosphaera puncta DE WEVER
C. triassica DE WEVER
Deflandrecyrtium popofskyi KOZUR et MOSTLER
Divatella spinosa KOZUR et MOSTLER
Dumitricasphaera goestlingensis KOZUR et MOSTLER
D. latispinosa KOZUR et MOSTLER
Entactinosphaera simoni KOZUR et MOSTLER
Eonapora curvata KOZUR et MOSTLER

Goestlingella cordevolica KOZUR ET MOSTLER
Haecelicyrtium austriacum KOZUR ET MOSTLER
H. spinosum KOZUR ET MOSTLER
Hagiastrum goestlingensis KOZUR ET MOSTLER
H. triassicum KOZUR ET MOSTLER
Heliosoma carinata KOZUR ET MOSTLER
Hexaporobrachia riedeli KOZUR ET MOSTLER
Hindeosphaera bispinosa KOZUR ET MOSTLER
„Hsuum” cordevolicum KOZUR ET MOSTLER
Kahlerosphaera longispinosa KOZUR ET MOSTLER
K. parvispinosa KOZUR ET MOSTLER
Multiarcusella muelleri KOZUR ET MOSTLER
Paleosaturnalis fissa (KOZUR ET MOSTLER)
P. triasicus (KOZUR ET MOSTLER)
P. zapfei (KOZUR ET MOSTLER)
Paratriassostrum cordevolicum KOZUR ET MOSTLER
Parentactinosphaera oertlii KOZUR ET MOSTLER
Pentaspogodiscus spinosus KOZUR ET MOSTLER
P. tortilis KOZUR ET MOSTLER
Pessagnocyrtium pulchrum KOZUR ET MOSTLER
Poulpus piabyx DE WEVER
Praeheliostaurus levis KOZUR ET MOSTLER
Praeorbiculiformella plana KOZUR ET MOSTLER
P. vulgaris KOZUR ET MOSTLER
Pseudoheliodiscus riedeli KOZUR ET MOSTLER
P. bipartitus KOZUR ET MOSTLER
Pseudosaturniforma carnica KOZUR ET MOSTLER
Pseudostylosphaera spinosa KOZUR ET MOSTLER
Ruesticyrtium goczani KOZUR ET MOSTLER
Rhopalodictyum reiflingensis KOZUR ET MOSTLER
Rh. simoni KOZUR ET MOSTLER
Rh. trammeri KOZUR ET MOSTLER
Sanfilippoella magnispinosa KOZUR ET MOSTLER
San. tortilis KOZUR ET MOSTLER
Silicarmiger cf. *curvatus* KOZUR
Spongehinus latispinosus KOZUR ET MOSTLER
Spongosaturnaloides multidentatus KOZUR ET MOSTLER
Spongostylus trispinosus KOZUR ET MOSTLER
Squinabolella inaequispinosa KOZUR ET MOSTLER
Sq. longispinosa KOZUR ET MOSTLER
Staurodoras dercourtii DE WEVER
Staurosphaera trispinosa KOZUR ET MOSTLER
Tetraporobrachia haeckeli KOZUR ET MOSTLER
Tetrapolymella carnica KOZUR ET MOSTLER
Triassocyrtium hamatum KOZUR ET MOSTLER
Veghia goestlingensis KOZUR ET MOSTLER
Veghicyclia austriaca KOZUR ET MOSTLER
Veg. globosa KOZUR ET MOSTLER
Veg. goestlingensis KOZUR ET MOSTLER
Veg. haeckeli KOZUR ET MOSTLER
Vinassaspongius discoidealis KOZUR ET MOSTLER
V. subsphaericus KOZUR ET MOSTLER
Weverella tetrabrachiata KOZUR ET MOSTLER
Wuranella carnica KOZUR ET MOSTLER
Zhamoidasphaera latispinosa KOZUR ET MOSTLER

A rendkívül gazdag fauna több mint 90%-a azonos az ausztriai Göstlingben található szelvény fajaival (KOZUR et MOSTLER 1972, 1979, 1981).

Összefoglalás

A Balaton-felvidék középső-triász és karni korú képződményei helyenként igen gazdagok Radiolariákban. Az egykori képződési területen az üledékek egy nem túl mély (200 m-nél nem mélyebb) tengerben rakódtak le (BUDAI—DOSZTÁLY 1990). A tengernek kapcsolata volt egy mélyebb, nyílt vízi területtel is. Erre utalnak a pelagikus szervezetek (Ammonites, Radiolaria, Conodonta). A Radiolariák nagymértékű elszaporodását elősegítette a tengervíz nagy oldott kovatartalma. A kedvező életkörülmények hatására igen gyors volt a Radiolariák evolúciós fejlődése. Ezt felhasználva lehetőség volt a vizsgált minták legáltalább alemelet szintű besorolására. A helyenként rendkívül gazdag faunákat mélytengeri kifejlődésű faunáival összehasonlítva (pl. Bükk) feltehetően ettől pontosabb datálás is lehetővé válik. A vizsgált faunák taxonómiai szempontból is jelentős: 1 új genusz, 4 új faj és 1 új alfaj került elő, amelyek leírását az angol szöveg tartalmazza.

Köszönetnyilvánítás. Ezúton mondok köszönetet BUDAI TAMÁSNAK és CSILLAG GÁBORNAK, akik a térképezési munkájuk során biztosították számomra a minták gyűjtését és vizsgálatát.

IRODALOM – REFERENCES

- BUDAI T.—DOSZTÁLY L. 1990.: A Balaton-felvidéki ladin képződmények rétegtani problémái. — Földt. Int. Évi Jel. 1988-ról, I.: 61—80.
- DUMITRICA P. 1982: Triassic Oertlisponginae (Radiolaria) from Eastern Carpathians and Southern Alps.—D. S. Inst. Geol. Geofiz. 67. (3): 57—76.
- DUMITRICA P.—KOZUR H.—MOSTLER H. 1980: Contribution to the radiolarian fauna of the Middle Triassic of the Southern Alps. — Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck 10. (1): 1—46.
- HANTKEN M. 1884: A magyarországi mész- és szarukövek göröcsövi alkatáról. — Mat. és Term. tud. Ért. (2): 373—377.
- HOJNOS R. 1916: Adatok a magyarhoni fosszilis Radiolariák ismeretéhez. — Földt. Közl. 46.: 262—284.
- 1921: A Balaton északnyugati peremének triász képződményeiről. — Földtani Szemle 1. (3): 116—125.
- KOLAR-JURKOVSEK T. 1989: New radiolaria from the Ladinian substage (Middle Triassic) of Slovenia (NW Yugoslavia). — N. Jb. Geol. Palaont. Mh. 3.: 155—165.
- KOZUR H.—MOSTLER H. 1972: Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil I. — Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck 2. (8—9): 1—60.
- 1979: Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil III. — Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck 9. (1—2): 1—132.
- 1981: Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil IV. — Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck, Sonderband: 1—208.
- 1983: The polyphyletic origin and the classification of the Mesozoic saturnalids (Radiolaria). — Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck 13. (1): 1—47.
- KOZUR H. 1984: New radiolarian taxa from the Jurassic and Triassic. — Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck 13. (2): 49—88.
- 1988: Muelleritortiiidae n. fam., eine charakteristische longobardische (oberladinische) Radiolarienfamilie. Teil I. — Freiburger Forschungshefte C419: 51—61. Teil II. C427: 95—100.
- NAKASEKO K.—NISHIMURA, A. 1979: Upper Triassic Radiolaria from Southwest Japan. — Sci. Rep. Osaka Univ. 28. (2): 61—110.
- RÜST D. 1891: Beiträge zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteine der Trias und der paläozoischen Schichten. — Paleontographica Abt. A. 37.: 107—192.

TRIASSIC RADIOLARIANS FROM THE BALATON UPLAND

by

L. DOSZTÁLY

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC: 563.24:551.76(439.117)

Key - words : Triassic, Radiolaria, faunal list, new taxon, biostratigraphy, Balaton Highland (Transdanubia)

The Triassic formations in the Balaton Upland contain radiolarians in several areas and beds (Fig. 1). The richest faunas are dated as Late Anisian, Ladinian or Early Carnian. In the area concerned a large amount of volcanic material was introduced into the sea during the Middle Triassic. This caused the dissolved silica content of sea water to have increased offering favourable conditions for the propagation of radiolarians. The favourable living conditions resulted, from time to time, in a sudden increase in the number of radiolarian taxa. Normally, a two-third of the species was changed during the span of time represented by a substage. In the region the sedimentation took place in a relatively shallow (not deeper than 200 metres) environment. Radiolarian-bearing deposits had largely been mingled with relatively large amounts of carbonate and volcanic materials. This is the main influencing factor of having found in general, only a few beds in which rich and well-preserved fauna can be encountered. The second reason is represented by dispersal silica that has prevented radiolarians from being dissolved out from the rocks. For each locality, a detailed description will be given only for the beds containing the richest fauna.

Malom-völgy (Malom valley), Felsőörs

D. Rüst (1981) described ten new species from the profile. Of them only *Pseudostylosphaera* (Rüst) species could be identified (Plate IV. Fig. 3). From layer 87 a great number of new taxa were published by H. Kozur—H. Mostler (1981), and Kozur (1984). During my work a rich fauna was encountered only in bed 87. This layer corresponds to the *Paraceratites trinodosus* zone.

Borehole Paloznak 1

Rich fauna was found in two parts of the borehole section. Both parts belong to a sequence of the Buchenstein Formation also containing volcanic deposits (tuff, tuffite). The part ranging from 55.8 to 64.3 m is dated as Early Ladinian, Fasnian, whereas the part between 26.5 and 29.2 m is of Late Ladinian or Longobardian age. In this part *Muelleritortis cochleata* (NAKASEKO et NISHIMURA) *Hungarosaturnalis longobardicus* Kozur et Mostler and *H. multispinosus* Kozur et Mostler species were encountered. A number of taxa described from Lower Carnian were also identified from the sample. Of them *Veghicyclia* aff. *globosa* Kozur et Mostler (Plate IV. Fig. 2) and *Veghicyclia* aff. *multispinosa* Kozur et Mostler are of greatest importance. Kozur et Mostler (1983) have recorded the appearance of Veghicyclidae family from the Lower Carnian. Members of the family were considered to be of Carnian or younger. Based on the unambiguously Longobardian fauna identified from the borehole the appearance of Veghicyclidae family should be joined to the Ladinian. *Pterospongia aquila* n. sp. and *Baumgartneria dimitricae* n. sp. were identified from the borehole.

Borehole Dörgicse 1

On the basis of *Mulleritortis cochleata* (NAKASEKO et NISHIMURA) and *Hungarosaturnalis multispinosus* KOZUR et MOSTLER species identified from the species studied the sample is dated as Longobardian.

Borehole Vöröstó 7

A Longobardian fauna was identified in the borehole section. Two new taxa, namely *Muelleritortis nobilis* n. sp. and *Muelleritortis cochleata hungarica* n. ssp. (Plate V. Fig 2) were included in the sample.

Száka-hegy (Száka Hill) Balatonfüred

Thick-bedded limestone can be found in an abandoned quarry. During the collecting a *Trachyceras aon* (MÜNSTER) was identified from the middle part of the sequence. This bed just overlies a bed (I/23) which is extremely rich in radiolarian fauna. A total of 68 species have been identified therefrom till today. This fauna shows considerable similarity to that described from Göstling, Austria. As for the species found at Száka Hill, a proportion of 90% was described from Göstling (KOZUR et MOSTLER 1972, 1979, 1981). *Annulosaturnalis trispinosus* representing a new species and regarded as holotype for a new genus called *Annulosaturnalis* was identified from bed I/23.

Paleontological description

Subclassis: Radiolaria MÜLLER 1858

Ordo: Polycystina EHRENBURG 1838

Subordo: Spumellaria EHRENBURG 1875

Familia: Sponguridae HAECKEL 1862 emend PESSAGNO 1973

Subfamilia: Oertlisponginae KOZUR et MOSTLER 1979 emend DUMITRICA 1982

Genus: *Pterospongus* DUMITRICA 1982

Type species: *Pterospongus patrulei* DUMITRICA

Pterospongus aquila n. sp.

Plate I. Fig 1

Derivatio nominis: aquila = eagle of legions; showing similarity to the military emblem used by Roman legions

Holotype: Inv. No. T 6355, Triassic Collection, Hungarian Geological Institute

Locus typicus: Balaton Upland, borehole Paloznak No. 1

Stratum typicum: Upper Ladinian, Longobardian, borehole Pat. 1, 29.2 m

Description: The central skeleton is of spherical shape and of spongy structure. The main spine with its upper one-third part bending at right angle protrudes out of the central skeleton. The crown has a shape looking like a bird's wing and its end is slightly bent. Several small spines are also visible on the central skeleton.

Remark: It is distinguished from other *Pterospongus* species by the part of the main spine extending over the crown, whereas from *P. undulatus* DUMITRICA species by the shape of the crown and by the main spine bent a right angle.

Geographical distribution: Balaton Upland, borehole Paloznak 1

Dimensions: central part: 160 µm

length of main spine: 350 µm

Genus: Baumgartneria DUMITRICA 1982

Type species: *Baumgartneria retsospina* DUMITRICA

Baumgartneria dimitricae n. sp.

Plate I. Fig 1

1982 *Baumgartneria* sp.: DUMITRICA p. 72, pl. 12, Fig 5

Derivatio nominis: named after a Rumanian geologist, DUMITRICA who was the first to describe a specimen of this species.

Holotypus: Inv. No. T 6356, Triassic Collection, Hungarian Geological Institute

Locus typicus: Balaton Highland, borehole Paloznak 1

Stratum typicum: Upper Ladinian, Longobardian, borehole Pat. 1, 29.2 m

Description: The central skeleton is of spherical shape and of spongy structure. Two, largely bent lateral arms protrude from the main spine protruding out of the central skeleton. The arms end in spiked tips, becoming always thinner. At the points where the lateral arms begin, two short spines perpendicular to them are found close to each other. On the central skeleton several thin and short spines are visible.

Remark: This species distinguished from other *Baumgartneria* species by two spines found at the points where lateral arms begin.

Geographical distribution: Balaton Upland, Eastern Carpathians (Rumania)

Dimensions: central part: 180 μm

length of the main spine: 150 μm

length of the lateral arm: 500 μm

Subordo: Entactinaria KOZUR et MOSTLER 1982

Familia: Muelleritortidae KOZUR 1988

Genus: Muelleritortis KOZUR 1988

Type species: *Emulvia* (?) *cochleata* NAKASEKO et NISHIMURA

Muelleritortis cochleata hungarica n. ssp.

Plate V. Figs 2 and 3

1979 *Staurocontinum minoense* n. sp. NAKASEKO et NISHIMURA
p. 71, pl. 2, Figs. 7, 9, 10; pl. 12, Fig. 4

Derivatio nominis: named after Hungary

Holotypus: Inv. No. T 6366, Triassic Collection, Hungarian Geological Institute

Locus typicus: Balaton Upland, Soly, main road No. 8, at the mark of 33 km

Stratum typicum: Upper Ladinian, Longobardian, Buchenstein Formation

Description: The central skeleton is subpherical. The pores in the external frame are separated by thin bars, with nodules found at the points where they join. On the central skeleton four spines are found. Three of them are slightly twisted, whereas the fourth one is straight. The straight spine is longer than the other ones. Each spine has three ribs with short and thin recessions.

Remark: This species is distinguished from the other subspecies of *M. cochleata* species by the absence deep recessions observed on the ribs.

Geographical distribution: Balaton Upland, Japan

Dimensions: central part: 130–160 μm

150–260 μm

Muelleritortis nobilis n. sp.

Plate V. Figs 4 and 5

Derivatio nominis: after its noble shape (*nobilis* = noble)*Holotypus*: Inv. No. T 6363, Triassic Collection, Hungarian Geological Institute*Locus typicus*: Balaton Upland, borehole Vöröstó 7*Stratum typicum*: Upper Ladinian, Longobardian, borehole Vöt. 7, 42.1 m

Description: The central skeleton is subspaerical. The internal part of skeleton consists of small, polygonal pores. Pores of the external skeleton are larger. The pores are separated from one another by thin bars. At points where rods join, nodules are encountered. Four spines of which one is longer than the rest protrudes from the central skeleton. Close to its end each spine becomes slightly thicker. Each spine ends with spiked tip, and has three ribs broken up by deep recessions, suggesting the presence of six ribs.

Remark: This species is distinguished by *M. cochleata* species by the straight spines.

Geographical distribution: Balaton Upland, borehole Vöröstó 7*Dimensions*: central skeleton: 140–160 μm arm length: 150–280 μm

Familia: Austrisaturnalidae Kozur et Mostler 1983

Genus: Annulosaturnalis n. gen.

Type species: *Annulosaturnalis trispinosus* n. gen. n. sp.*Derivatio nominis*: named after its annular shape (annulus = ring, in Latin)

Description: The ring has a regular circular shape with smooth surface and varying width. On the inner edge of the ring polar spines including an angle 120° are observed. In parts between polar spines small, secondary spines are encountered, whereas short and compact outer spines are found opposite to the polar spines, on the outer rim of the ring.

Remark: This is distinguished from *Pracheliostaurus* genus by three polar spines.

Geographical distribution: Cordevolian formation in the Balaton Upland distribution*Annulosaturnalis trispinosus* n. gen. n. sp.

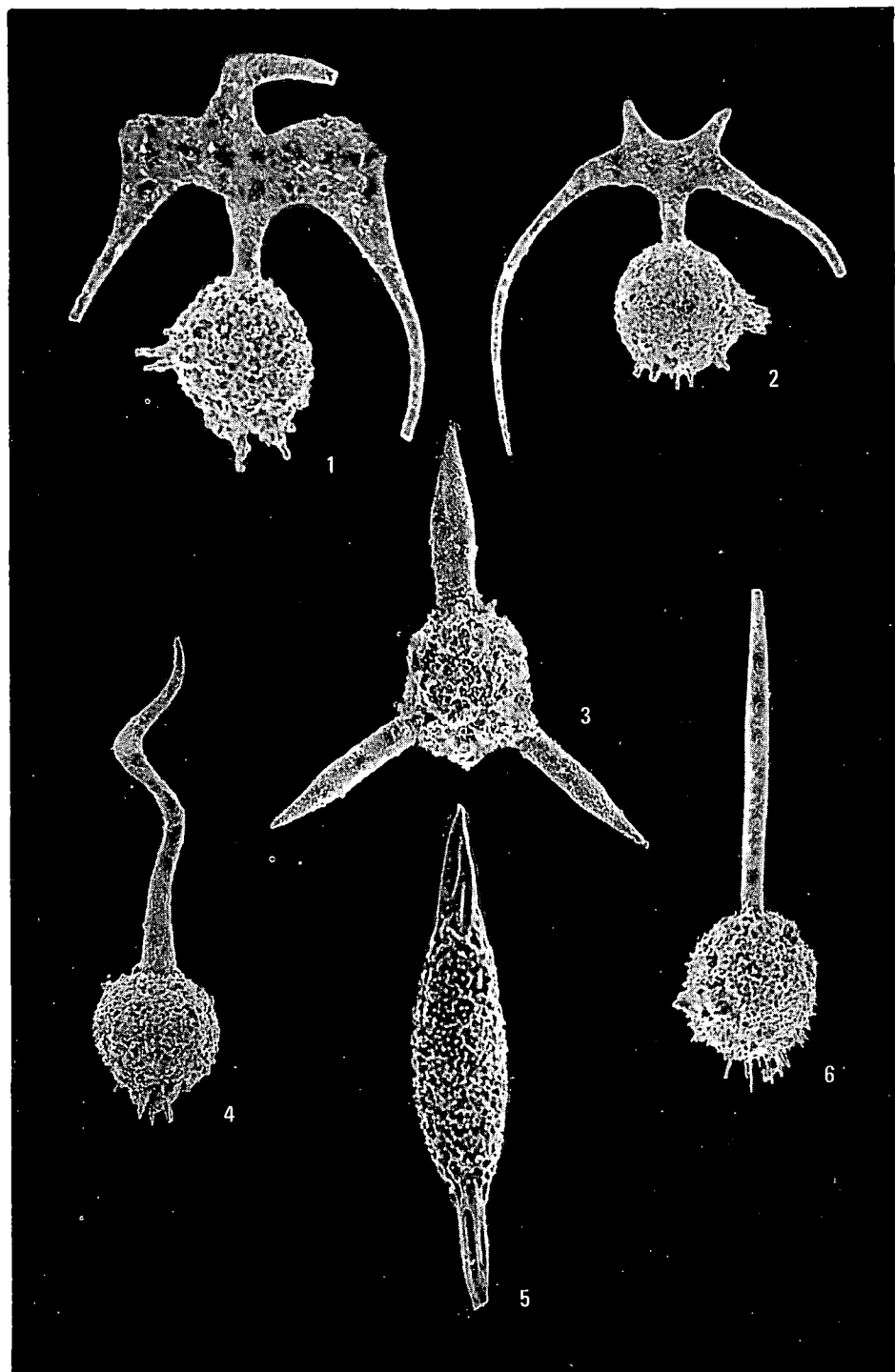
Plate IV. Fig 1

Derivatio nominis: after the three spines found on the external part of the ring*Holotypus*: Inv. No. T 6350, Triassic Collection, Hungarian Geological Institute*Locus typicus*: Balatonfüred, Száka Hill, bed 1/23*Stratum typicum*: Carnian, Cordevolian, Füred Limestone Formation*Description*: Same as description of the genus*Dimensions*: based on the examination of some 100 specimensexternal ring diameter: 180–220 μm internal ring diameter: 90–140 μm *Geographical distribution*: Balaton Upland

I. tábla — Plate I

1. *Pterospongos aquila* n. sp. holotípus
Paloznak 1. sz. fúrás 29,2 m, 130 ×
2. *Baumgartneria dimitricae* n. sp. holotípus
Paloznak 1. sz. fúrás 29,2 m, 100 ×
3. *Paurinella aequispinosa* KOZUR et MOSTLER
Paloznak 1. sz. fúrás 55,8 m, 120 ×
4. *Bogdanella trentata* KOLAR-JURKOVŠEK
Paloznak 1. sz. fúrás 29,2 m, 120 ×
5. *Archaeospongoprunum mesotriassicum mesotriassicum* KOZUR et MOSTLER
Felsőörs, Malom-völgy 87. réteg, 150 ×
6. *Paroertlispongos rarispinosus* KOZUR et MOSTLER
Felsőörs, Malom-völgy 87. réteg, 120 ×

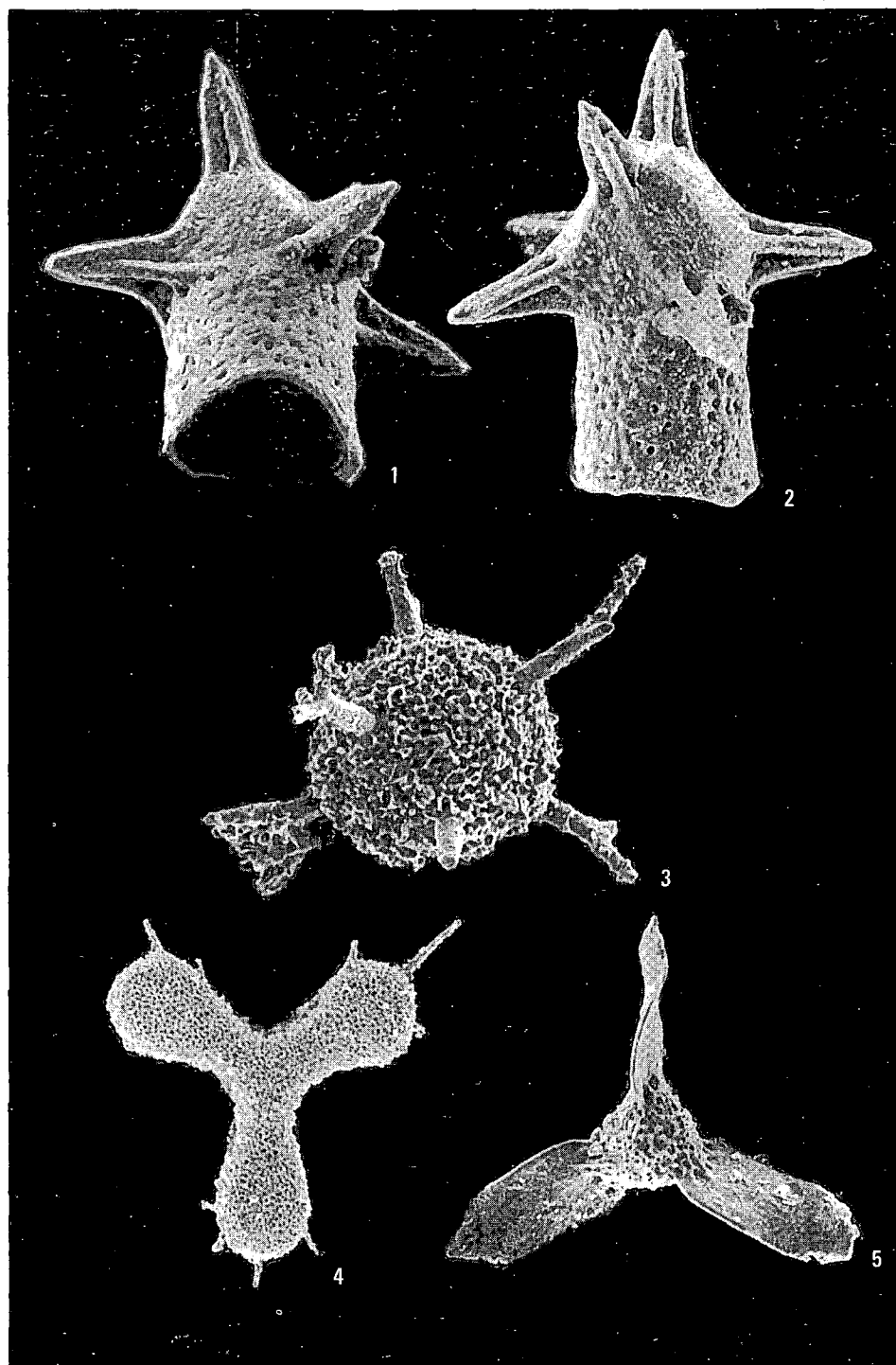
Fotó: TAKÁCSNÉ



II. tábla — Plate II

- 1—2. *Foremanellina macrocephala* DUMITRICA
Felsőörs, Malom-völgy 87. réteg, 400 ×
3. *Katorella bifucata* KOZUR et MOSTLER
Felsőörs, Malom-völgy 87. réteg, 240 ×
4. *Rhopalodictyum claviformis* KOZUR et MOSTLER
Paloznak 1. sz. fúrás, 28,6 m, 100 ×
5. *Zhamoidasphaera latispinosa* KOZUR et MOSTLER
Paloznak 1. sz. fúrás 29,2 m, 160 ×

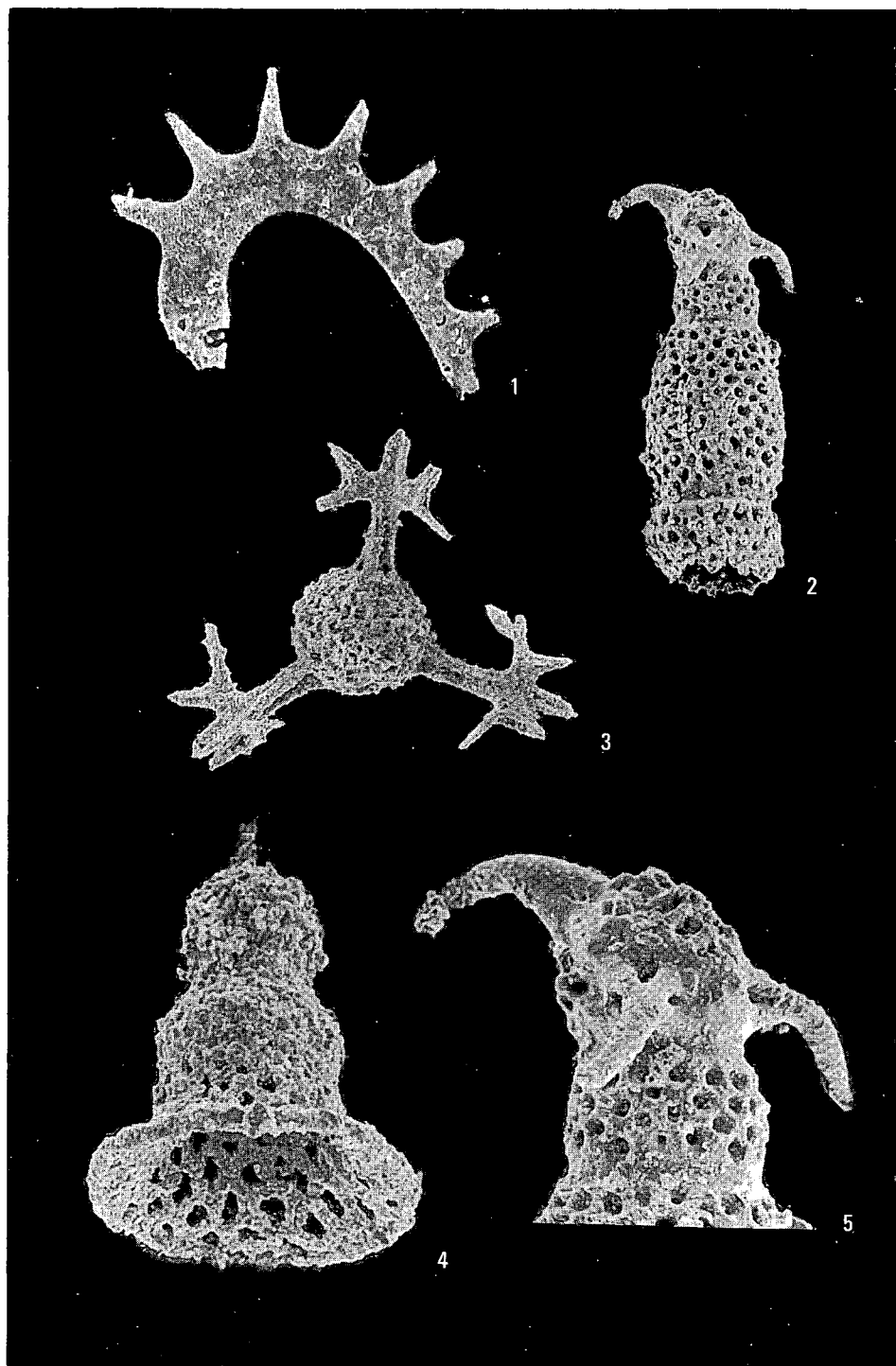
Fotó: TAKÁCSNÉ



III. tábla — Plate III

1. *Spongoserrula rarauna* DUMITRICA
Paloznak 1. sz. fúrás 28,6 m, 150 ×
- 2., 5. *Triassocyrtium hamatum* KOZUR et MOSTLER
Balatonfüred, Száka-hegy I/23,
2. = 120 ×
5. = 300 ×
3. *Kahlerosphaera longispinosa* KOZUR et MOSTLER
Balatonfüred, Száka-hegy I/23, 110 ×
4. *Pessagnocyrtium pulchrum* KOZUR et MOSTLER
Balatonfüred, Száka-hegy I/23, 200 ×

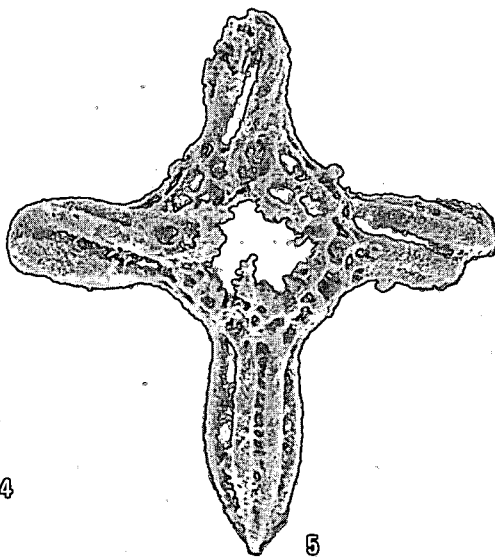
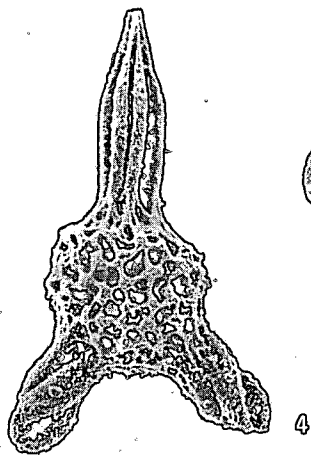
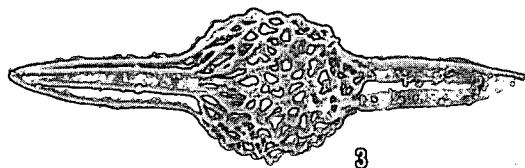
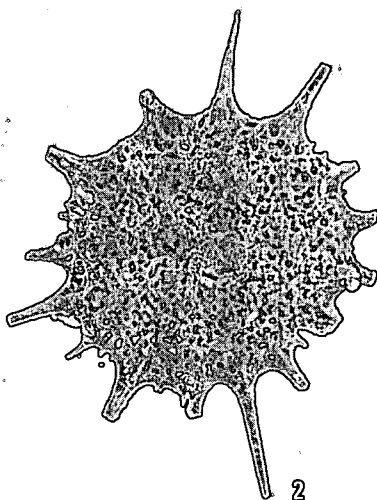
FOTÓ: TAKÁCSNÉ



IV. tábla — Plate IV

1. *Annulosaturnalis trispinosa* n. gen., n. sp. holotípus
Balatonfüred, Száka-hegy I/23, 240 ×
2. *Veghicyclia* aff. *globosa* KOZUR et MOSTLER
Paloznak 1. sz. fúrás 29,2 m, 86 ×
3. *Pseudostylosphaera coccostyla* (RÜST)
Felsőörs, Malom-völgy 87. réteg, 110 ×
4. *Tritortis balatonica* KOZUR
Paloznak 1. sz. fúrás 28,6 m, 130 ×
5. *Muelleritortis cochleata tumidospina* KOZUR
Sóly, 8-as főút, 33 km-nél, 180 ×

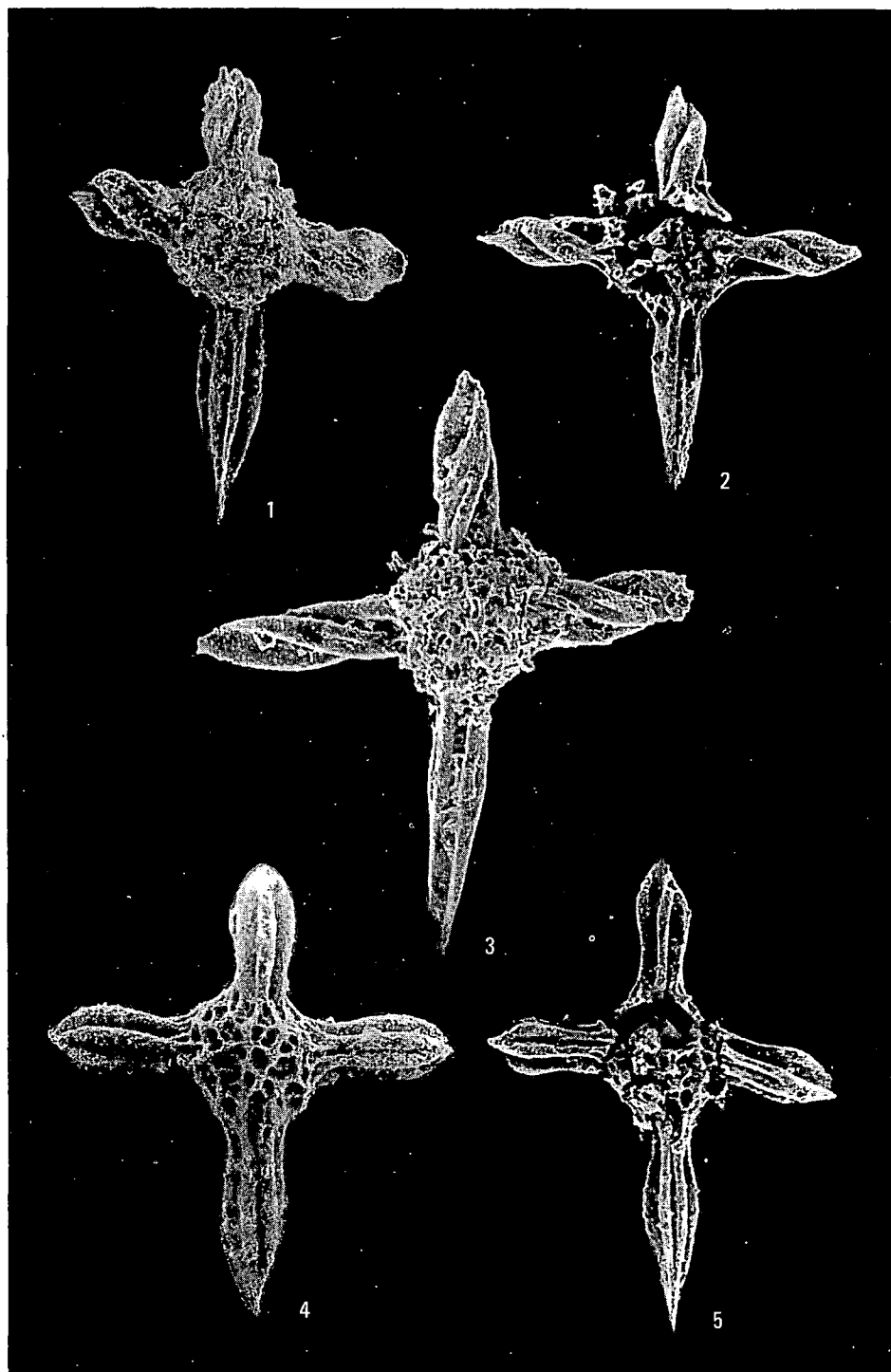
Fotó: TAKÁCSNÉ



V. tábla — Plate V

1. *Muelleritortis cochleata cochleata* (NAKASEKO et NISHIMURA)
Dörgicse 1. sz. fúrás 34,2 m, 130 ×
2. *Muelleritortis cochleata hungarica* n. ssp.
Vöröstó 7. sz. fúrás 42,1 m, 100 ×
3. *Muelleritortis cochleata hungarica* n. ssp. holotípus
Sóly, 8-as főút 33. km-nél, 150 ×
4. *Muelleritortis nobilis* n. sp. holotípus
Vöröstó 7. sz. fúrás 42,1 m, 130 ×
5. *Muelleritortis nobilis* n. sp.
Vöröstó 7. sz. fúrás 42,1 m, 100 ×

Fotó: TAKÁCSNÉ



RADIOLARIÁK A BÜKK HEGYSÉGBŐL

CSONTOS LÁSZLÓ*—DOSZTÁLY LAJOS**—PELIKÁN PÁL**

*Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, Múzeum krt. 4/a
H—1088

**M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H—1143

ETO: 563.14(234.373.4)

T á r g y s z a v a k : Radiolaria, biosztratigráfia, triász, jura, Bükk hegység

A bükki térképezések során megmintázott vörös és fekete radiolaritokból rétegtani értékű ősmaradványok kerültek elő. A fluorsavas oldással kiszabadított Radiolariák rossz megtartásúak, enyhén deformáltak. A minták a Bükk különböző rétegtani-szerkezeti együtteseiről szolgáltatott információkat.

Az autochton triász rétegtanát pontosítja a Felsőtárkány 7. sz. fúrásból előkerült radiolarit. Ez a savanyú vulkanitok (=Szentistvánhegyi Porfirrit) közeléből ladini kort adott.

Az autochton rétegsorában a túlnyomórészt vörös radiolaritok a különböző, triász korú mészkövek, ill. vékony átülepített képződmények felett, és a lök-völgyi fekete zsindelepala alatt, valamint ennek bázisához közel fordulnak elő. A szinte folyamatos lepelként jelentkező radiolarit szint (8., 9., 10., 11., 12., 18., 19., 20., 21., 22., 26. sz. minták) és a pala alsó részében lelhető lencseszerű kifejlődésű radiolaritok (3., 13., 14., 15. sz. minták) ugyanazt a kor-intervallumot jelzik: középső—felső-jura határ, közelebből kallovi—oxfordi korúak.

A Mónosbél—Szarvaskő típusú takarók rétegsorából több fekete radiolarit-lencse, illetve -réteg adott kort. Mivel a rétegsor zöme átülepített képződményekből áll, ezeket a korokat csak megfontoltan lehet sztratigráfiailag értékelni.

A szarvaskői típusú bázitok közelében előkerült (1., 2., 5. sz.) minták középső-jura, ill. annál fiatalabb kort jelölnek. A feltehetőleg e fölött található réteges radiolaritok (4., 6., 7. sz. minták) kallovi—oxfordi kort indikálnak.

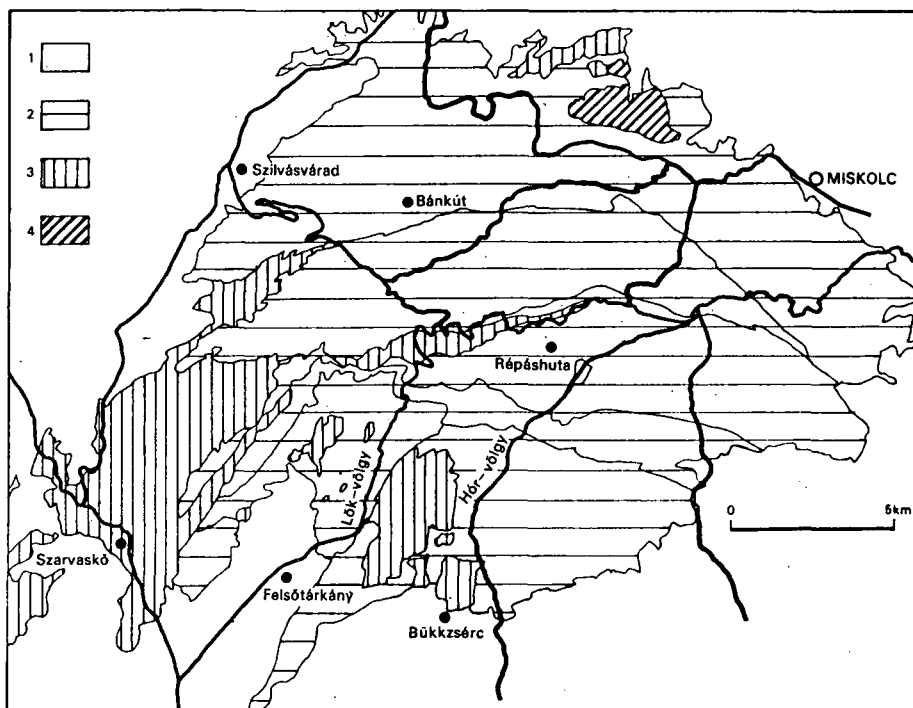
Ugyancsak a mónosbél—szarvaskői takarókból, de az oldal-völgyi kifejlődési területről származik a többi minta. A mészkőlencsés agyagpalában található radiolarit (16. sz.) bath—kallovi korú. A dogger—malm határi bükkzsérci allodapikus mészkövet fedő fekete kovapala (réteges radiolarit és/vagy radiolarit anyagú breccsa) (24., 25. sz. minták) szintén középső—felső-jura korú.

Bizonytalan az Odvas-Bükk oldalából, egy allodapikus mészkőpadból előkerült radiolarit-gumó (23. sz.) kora. A rossz megtartású Radiolariák felső-jurát jeleznek. Amennyiben ez a kor újabb bizonyítást nyer, újra kell értékelni a Foraminiférák és egyéb ősmaradványok vizsgálata által kapott liász kort és a takarók feltételes rétegsorát.

Újraértékelendő a Bükkben korábban — helyesen — Unuma echinatus (=Tricolocapsa plicarum új zónanév) zónába sorolt őslények kora (Kozur 1984). Ez a zóna különböző indokok alapján, bajóci vagy aaleni—bajóci helyett inkább bath—kallovi korú.

Bevezetés

Az utóbbi évek bükki térképezési munkái, szelvény szerinti vizsgálatai során több lelőhelyről került elő vörös vagy fekete radiolarit. A begyűjtött minták mintegy harmadából határozható fauna került elő (1. ábra). Ezek a faunaegyüttesek új adatokat szolgáltatnak a Bükk különböző egységeinek sztratigráfiájához. A leletek területileg eléggé szétszórtaak, így az egymáshoz közeliakat igyekeztünk csoportosítani. Az ősmaradványokat tehát területenként tárgyaljuk.



1. ábra. A vizsgált terület földrajzi helye

1. Harmad- és negyedidőszaki képződmények a felszínen, 2. bükki „autochton”, 3. Szarvaskő–Mónosbél típusú takarók, 4. kis-fennsíki takaró

Fig. 1. Location of the investigated areas in the Bükk Mts

1. Tertiary and Quaternary, 2. The Bükk „Autochton”, 3. Szarvaskő–Mónosbél type nappes, 4. Kis-fennsík nappes

A földtani helyzet és az őslénytani vizsgálatok

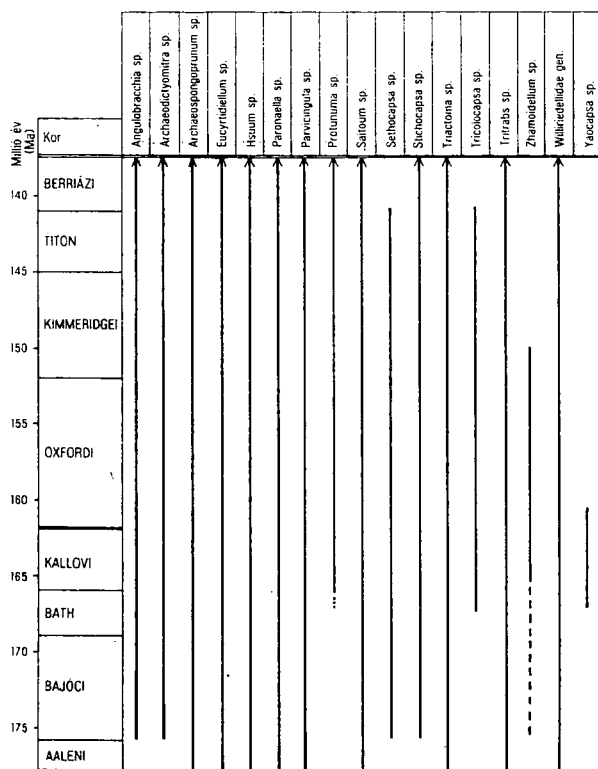
A vizsgálatok főként a vörös és fekete radiolarit 1–30 dkg-nyi anyagból készültek. A kovás mintákból azokat részesítettük előnyben, melyekben lupéval apró, fehéres-üveges gömböcskék láthatók.

Az oldás — az egyes minták kovásodottságától függően — 4–6%-os folyssavval (HF) történt. A minták közel feléből nem lehetett kipreparálni Radiolariákat. Ez kisebb részben hiányukkal, nagyobb részben utólagos átkovásodásukkal magyarázható. Számos mintában

oldás után a kőzet felületén apró kovafoltokat lehetett látni. Ezek minden valószínűség szerint eredetileg Radiolariák voltak, de izolált példányok nem kerültek elő.

A kipreparált maradványok rendszerint rossz megtartásúak. A legtöbb mintában csupán genusz, vagy ennél magasabb rendszertani egységre lehetett az ősmaradványokat határozni. Az egyetlen igazán jó megtartású fauna (CSL 233. minta) Radiolariái piritesedtek, s ez óvta meg a mikrofossziliákat az átkristályosodástól és a deformálódástól.

A Felsőtárkány 7. sz. fúrás 182,9 m-ből a Radiolariákon kívül számos szivacstű és egy Conodonta is előkerült. A 2. és 14. ábrákon mutatjuk be a felismert taxonok fajlétjét.



2. ábra. A mintákban előforduló genusok fajlétje

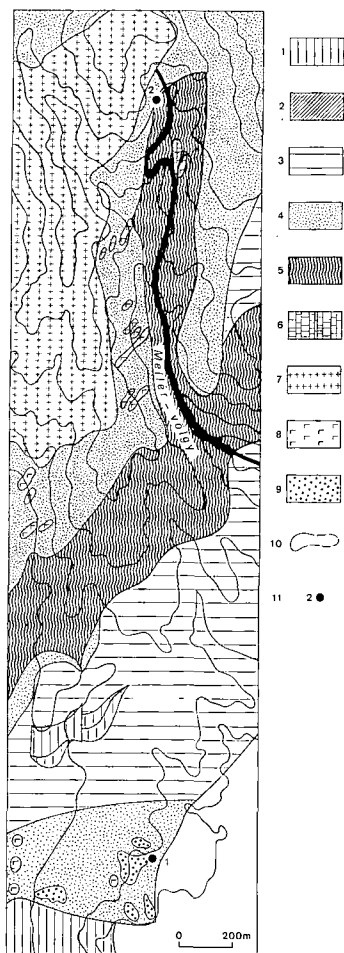
Fig. 2. The time-range of the genera occurring in the samples

Mellér-völgy—Berva területe

Innen két minta (1.=VF 264, 2.=CSL 441) a szarvaskői típusú bázitok közeléből, idegen testeket tartalmazó anyaggalából ad faunát. Az 1. minta homokkő-lencsés agyagpalából származó apró radiolarit-lencse (3. ábra), amely egy intruzív test közelében található.

Faunája: *Tritrabs* sp., *Hsuum* sp.; ezek jura korra utalnak.

A 2. minta a Mellér-völgyből a Sándor-kőre vezető erdészeti műút mészkő-lencsés agyagpala feltárásából származik (3. és 4. ábra). Itt különböző zöld, szürke, vörös vagy fekete radiolarit mellett szürke, vörös, rózsaszín, kevert mészkő-együttes — az áthalmazásnál összekeveredett anyag — található. A tarka mészkövek emlékeztetnek a Jómarci-kő tarka,



3. ábra. A Mellér-völgy és környékének földtani térképe (szerkesztette Csontos L. 1988)

Bükk autochton: 1. bervai világos platformmész (ladini), 2. felsőtárkányi tűzköves mészkő (ladini?—nóri), 3. lök-völgyi zsindeypala (kallovinál fiatalabb). — *Mónosbél—Szarvaskő típusú takaró:* 4. homokkőlencsés agyagpala (liász—alsó-dogger?), 5. Mészkölencsés agyagpala (dogger?), 6. tarka, mikrites mészkő olisztolit (jómarci-kői szint), 7. pillow láva (dogger), 8. bázisos intrúzió (dogger), 9. vörös—fekete radiolarit (kallovi—oxfordi). — 10. Feltárás, 11. mintavételi hely

Fig. 3. Geological map of the Mellér valley region (after L. Csontos 1988)

The Bükk Autochton: 1. light grey of Berva platform limestone (Ladinian), 2. grey cherty limestone of Felsőtárkány (Ladinian), 3. roof slates of Lök valley (younger than Callovian). — *Mónosbél—Szarvaskő type nappe:* 4. shale with sandstones lenses (Liassic?—Lower Dogger?), 5. shale with limestone lenses (Dogger?), 6. variegated, micritic limestone olistolith (Jómarci-kő horizon), 7. pillow lava (Dogger), 8. basic intrusive rock (Dogger), 9. red-black radiolarites (Callovian—Oxfordian). — 10. Outcrop, 11. sampling point

legalsó jura korú mészköveire (Csontos—Bércziné—Thiebault, 1991). A feltárás közelében szarvaskői típusú bazalttelérek találhatók.

E minta Radiolariái: *Dictyomitrella* sp., *Tricolocapsa* cf. *plicarum* Yao, melyek középső—felső-jura, közelebből bizonytalan kallovi kort jeleznek.

Köves-tető—Peskő-völgy környéke

A területen két tektonosztratigráfiai egység található (5. ábra). A bükk autochton a fekete, lemezesen elváló zsindeypala képviseli. E fölött következik a Szarvaskő—Mónosbél típusú takarók egyik szirtje, melyben homokkőben és mészkőlencsés agyagpalában, számos bázisos magmás test mellett rétegzett fekete radiolaritlencsék is találhatók (6. ábra). Ebben a takarórönsben látható még a Jómarci-kő tarka mészkő olisztolit sora és egy polimikt konglomerátum.

Az autochton területén csak a Peskő-völgy nyugati oldalában, a zsindeypala környezetében levő fekete (3.=CSL 116) radiolarit (5. ábra) tartalmazott Radiolariákat. Ez a 3. minta, mely a hegyszélelben a sűrű törmelék közt álló kis szálfeltárásból származik. Itt a lemezesen elváló agyagpalában világos és sötétszürke, fekete, kovásabb lencsék vannak.

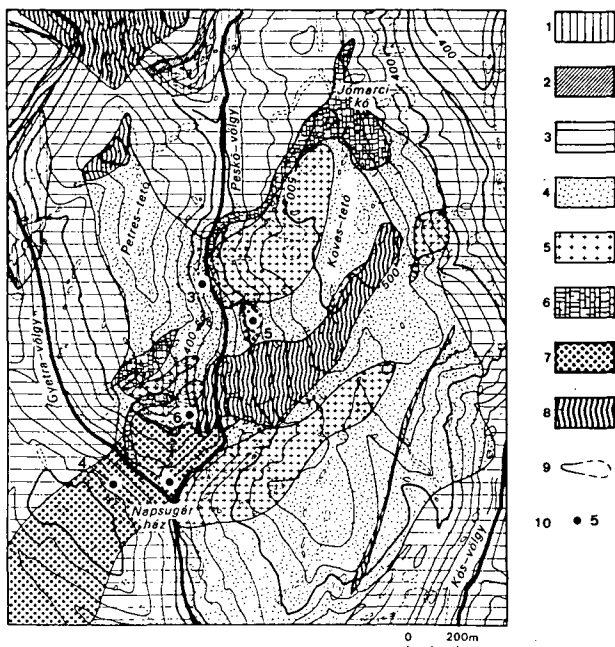
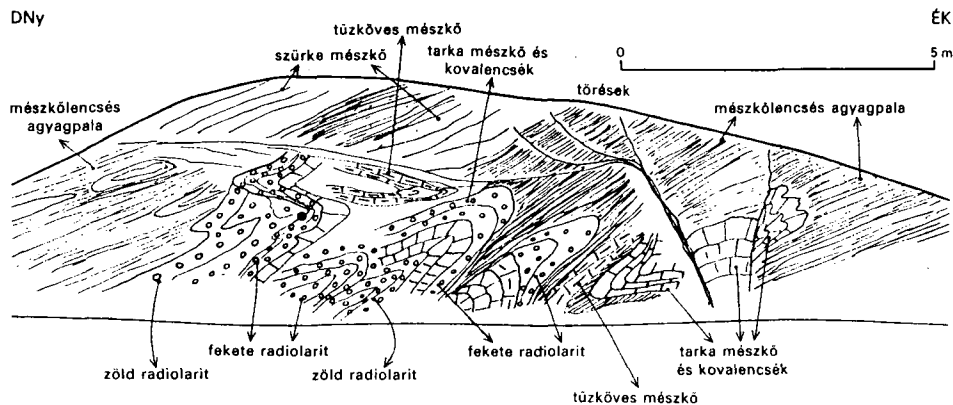
4. ábra
A mellér-völgyi feltárás szelvénye

• A minta helye

Fig. 4.
Exposure of the Mellér valley

• Sampling point



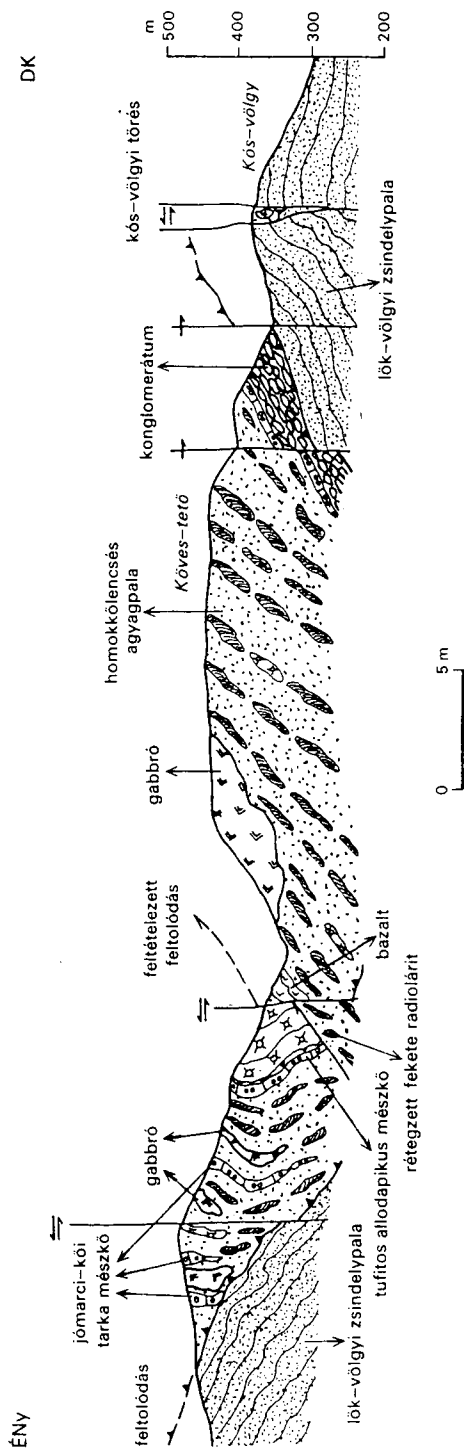


5. ábra. A Jómarci-kő és a Köves-tető környékének földtani térképe

Bükk autochton: 1. felsőtárkányi tűzköves mészkő (ladini?—nóri), 2. vörös radiarlit (kallovi—oxfordi), 3. lők-völgyi zsindeypala (kallovinál fiatalabb). — **Monosbél—Szarvaskő típusú takarók:** 4. homokkőlenés agyagpala (liász a közbetelepülés, dogger az áthalmozódás kora), 5. szarvaskői gabbro és diabáz (dogger), 6. jómarci-kői tarka mészkő olisztolitok (liász a közbetelepülés, dogger az áthalmozódás kora), 7. fekete radiarlit (kallovi), 8. mézskőlenés agyagpala (dogger). — 9. Feltárás, 10. mintavételi hely

Fig. 5. Geological map of the Jómarci-kő and Köves-tető region

The Bükk Autochton: 1. the cherty limestone of Felsőtárkány (Landinian—Norian), 2. red radiolite (Callovian—Oxfordian), 3. roof slates of Lők valley (younger than Callovian). — **Monosbél—Szarvaskő type nappes:** 4. shale with sandstone lenses and alioapic limestone horizons (Dogger?), 5. Szarvaskő type gabbro and diabase (Dogger), 6. variegated limestone olistolites — at Jómarci-kő (Liassic intercalation, Dogger resedimentation), 7. black radiolarite (Callovian), 8. dark shales with limestone lenses (Dogger). — 9. Outcrop, 10. sampling point



6. ábra. Földtani szelvény a Köves-tetőn keresztül.
A takaró két rétegsorból (K-i és Ny-i) áll, közötté feltételezett feltolódás húzódik

Fig. 6. Geological profile across the Köves-tető

The klippe is supposed to be constituted of two thrust sheets

Faunája: *Archaeodictyomitra praeprimigena* KOZUR et MOSTLER, *Archaeodictyomitra* sp., *Eucyrtidiellum* sp., *Sethocapsa* sp., *Williriedellidae* gen. et sp. indet., melyek alapján a kőzet kora középső-jura felső részére tehető.

A takaróroncs rétegeiből fekete és vöröses radiolarit származik. A Meller-völgy Ny-i oldalában levő kis pihenő vörös radiolaritja (4.=CSL 649) a már említett polimikt konglomerátumhoz, a többi a vulkanitokhoz és a mészkő olisztolitokhoz esik közel.

A 4. minta a vörös radiolarit helyben maradt törmelékéből származik. Közvetlen környezetében konglomerátum, tűzköves mészkő és fekete radiolarit található.

Faunaegyüttese: *Archaeodictyomitra suzukii* AITA, *Archaeodictyomitra* sp., *Eucyrtidiellum* sp., *Hsuum* sp., *Sethocapsa* sp., melyek kallovi—oxfordi kort jeleznek.

Az 5. minta (CSL 775) az alsó-jura korú tarka mészkőtestek, illetve sekély bázisos intrúziók közelében található féregjáratos, kovás agyagpalából származik. Kifejlődése inkább lencseszerű. A hegytetőn a pala sűrű törmelékében található a zöldesfekete, sávós, lencsésen elváló radiolarit. A palában még homokkő és szürke mészkő lencsék is előfordulnak.

A radiolaritlencse faunája: *Parvicingula* sp., *Stichocapsa* sp., amelyek középső-jurát vagy annál fiatalabb kort jeleznek.

A 6. és 7. minta (6.=CSL 233, 7.=CSL 212) rétegesnek tűnő fekete radiolaritból származik. Ezek az alsó-jura korú mészkőtestek (olisztolitok), illetve a sekély bázisos intrúziók felett találhatók. A fekete radiolarit-rétegek közt néhol szürke mészkőtestek is láthatók.

A 6. minta a Juhász-kő falából származik kovás, sötétszürke agyagpala és fekete, kissé hullámosan rétegzett radiolarit váltakozásából. A környezetében átková sodott szürke mészkő is található.

Piritesedett Radiolariái: *Foremanina* cf. *veghae* GRILL et KOZUR, *Hsuum maxwelli* PESSAGNO, *Hsuum* sp., *Praezhamoidellum yaoi* KOZUR, *Protunuma* sp., *Sethocapsa* sp., *Stichocapsa robusta* MATSUOKA, *Tricolocapsa latusicostata* AITA, *Yaocapsa* aff. *macroporata* KOZUR. Az együttes kallovi kort jelöl.

A 7. minta a Napsugár-ház mögötti gerincen induló turistaútról, az útban levő apró szálfeltárásból származik. A vékony agyagpala közbetelepüléseket tartalmazó fekete radiolarit hol réteges, hol lencsés. A minta a réteges kőzetből származik.

Faunája: *Archaeodictyomitra* sp., *Eucyrtidiellum* sp., *Williriedellidae* gen. et sp. indet. Ez is középső-jurát vagy annál fiatalabb kort jelez.

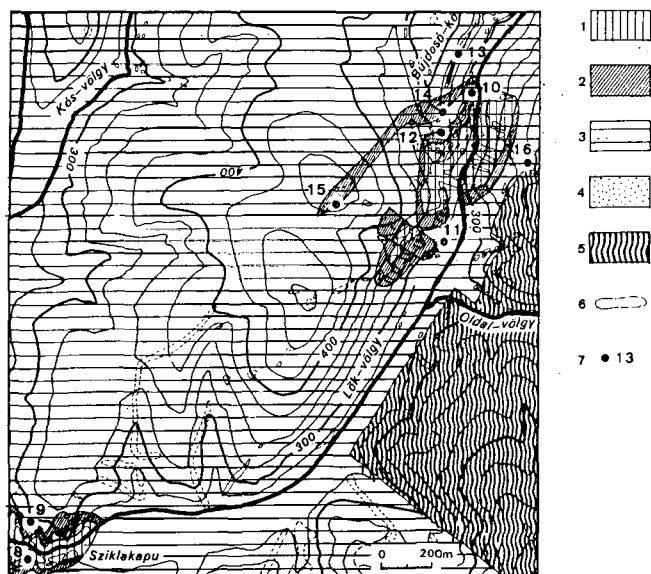
A Lök-völgy alsó szakasza

A Déli-Bükk egyik fővölgye a bükki autochton felső részének rétegsorát és a szarvas-kő—mónosbéli takarók alját tárja fel (7. ábra). A produktív vörös-zöld radiolaritok zöme fehéresszürke, többé-kevésbé átkristályosodott, platform jellegű mészkövet burkol és fokozatosan megy át a lök-völgyi fekete, lemezes elválású zsindelypalába.

Az Alsó-Vaskapuban a platformmészkő-tömböket szürke mészkő kavicsokból álló konglomerátum, ill. néhány tűzköves mészkőréteg burkolja (8. ábra). Ezt az együttest fedi a vékonyréteges, vörös radiolarit. Helyenként és ritkán színe zöldesre vagy sárgásra változik, a kőzet képződésének redox-viszonyai függvényeként. Ebből a szintből származnak a 8., 9., 10., 11. és 12. minták (7. ábra). (8.=CSL 328, 9.=PPft, 10.=CSL 261, 11.=CSL 293, 12.=CSL 345).

A 8. minta a felsőtárkányi Sziklakapu keleti kanyarja feletti, a mészkőperem pihenőjén található szálfeltárásból származik. Itt sárgásrózsaszín radiolarit települ közvetlenül a világos mészkőre.

Radiolariái: *Archaeodictyomitra* sp., *Williriedellidae* gen. et sp. indet.

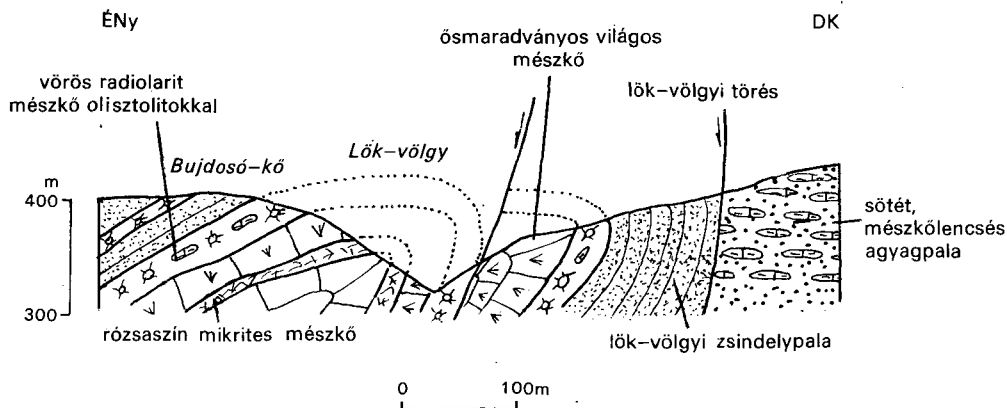


7. ábra. A Lök-völgy alsó szakaszának földtani térképe

Büki autochton: 1. répáshutai tarka, mikrites mészkő (nóri—jura?) különböző méretű világos platform eredetű mészkőtömbökkel (koruk valószínűleg ladini, az áthalmazódás kora valószínűleg jura), 2. vörös radiolarit (kallovi—oxfordi), 3. lök-völgyi zsindeypala (kallovinál fiatalabb). — *Mónosbél—Szarvaskő típusú takarók*: 4. homokkölencsés agyagpala (liász?), 5. mészkölencsés agyagpala (liász—alsó-dogger?). — 6. Feltárás, 7. mintavételi hely

Fig. 7. Geological map of the Southern part of the Lök valley

The Bükk Autochton: 1. variegated micritic limestone of Répáshuta, with differently sized block of light limestone of platform origin (Norian —Jurassic?). 2. red radiolarite (Callovian—Oxfordian). 3. roof slates of the Lök valley (younger than Callovian). — *Mónosbél—Szarvaskő type nappes*: 4. shales with sandstone lenses (?Liassic), 5. shale with limestone lenses (?Liassic—Lower Dogger). — 6. Outcrop, 7. sampling point



8. ábra. Földtani szelvény az Alsó-Vaskapun át. A lök-völgyi fiatal, meredek törés az autochton és a takarók rétegsorát választja el

Fig. 8. Section of the Lower Vaskapu area. The Lök valley fault is a young, steep-plane fracture, it separating the Autochton and the strata of the nappes

A 9. minta a Sziklakapu Ny-i végénél levő autóparkoló felett, a domboldal helyben maradt törmelék felszíni feltárásából származik.

Faunája: *Archaeodictyomitra* sp., *Paronaella* sp., melynek alapján kora középső–felső-jurára tehető.

A 10. minta az Alsó-Vaskapunál, a sziklaszoros É-i oldalából, a világosszürke plató-mészko fölötti törmelékfeltárásból származik. Itt vörös, vékony réteges radiolarit található.

Faunája: *Williriedellidae* gen. és sp. indet.

A 11. minta a Macska-kő vékonyan rétegzett, sárgászöld radiolarit-sziklájának DNy-i falából származik.

Ösmaradványai: *Williriedellidae* gen. et sp. indet., *Hsuum* sp.

A 12. minta a Bujdosó-kő oldalában a Lök-völgy Ny-i partjában, a mészkőborda teteje magasságában húzódó erdészeti útról származik. Itt a hajtúkanyarban, a Bujdosó-kő orrán vörös és zöld-fekete radiolarit található. A feltárást törések szeldeklik, de ezek nem változtatnak a radiolarit litosztratigráfiai helyzetén.

Radiolariái: *Archaeodictyomitra* sp., *Archaeospongoprimum imlayi* PESSAGNO, *Emiluvia* sp., *Homoeoparonaella* sp., *Hsuum* sp., *Sethocapsa* sp., *Stichocapsa* sp., *Tritrabs* sp. Ez az együttes kallovi vagy annál fiatalabb kort jelez.

A minták másik csoportja a zsindeypalában levő második radiolarit-szintből származik. Ezek a zöld, ritkábban vörös, barnás vagy fekete, réteges radiolaritból álló, nagyobb lencse alakú testek a bázis-radiolarittól csekély rétegtani távolságra (15–20 m) találhatóak (13.=CSL 402, 14.=CSL 344, 15.=CSL 314).

A 13. minta az említett dózerút egyik szálfeltárásából származik. Itt vörös-zöld radiolarit fordul elő vékony rétegekben.

Faunája: *Angulobracchia* sp., *Archaeospongoprimum* sp., *Pseudodictyomitrella* sp., *Stichocapsa* sp., *Tricolocapsa* sp., *Tritrabs* sp., *Zhamoidellum* sp.

Ugyanezen az úton levő fekete-zöld radiolarit szálfeltárásából származik a 14. minta.

Faunája: *Archaeodictyomitra* sp., *Eucyrtidellum* sp., *Hagiastridae* gen. et sp. indet., *Hsuum* sp., *Sethocapsa* sp.

A 15. minta szintén a dózerúton, a hajtúkanyartól É-ra levő radiolarit-feltárásból származik. Ezen a helyen a palás radiolarit lelhető.

Radiolariái: *Archaeodictyomitra* sp., *Sethocapsa* sp., *Williriedellidae* gen. et sp. indet.

Ezeknek a mintáknak őslénytartalma nem különbözik jelentősen az előző szintjétől, kora is a középső–felső-jura határára, a kalloviba vagy oxfordiba tehető.

A Lök-völgy a völgy rétegegyüttese K-i oldalán meredek töréssel érintkezik a szarvas-kő–mónosbéli összlettel (7. és 8. ábra). Ez utóbbiban homokkő, homokkő- és radiolarit-lencsés agyagpala, szürke mészkő és mészkőlencsés agyagpala, allodapikus mészkövek találhatóak, jobbra sűrű törmeléként. Egy mellékvölgyben, kis horhosban, lejtőtörmelékben szürke tűzköves mészkő, homokkő és fekete radiolarit kavicsok voltak. Ebből a lejtőtörmelékéből, de bizonyosan a szarvaskői rétegsorból származik a 16. minta (16.=CSL 364).

Faunája: *Angulobracchia* sp., *Archaeodictyomitra whalenae* KOZUR et MOSTLER, *Eucyrtidellum* sp., *Hsuum* sp., *Paronaella* sp., *Parvicingula* sp., *Saitoum* sp., *Sethocapsa* sp., *Triactoma* sp., *Tricolocapsa plicarum* YAO, *Yaocapsa* sp. Ez a faunaegyüttes bath–kallovi kort jelez, s az *Unuma echinatus*=*Tricolocapsa plicarum* zónába tartozik.

Délkeleti-Bükk

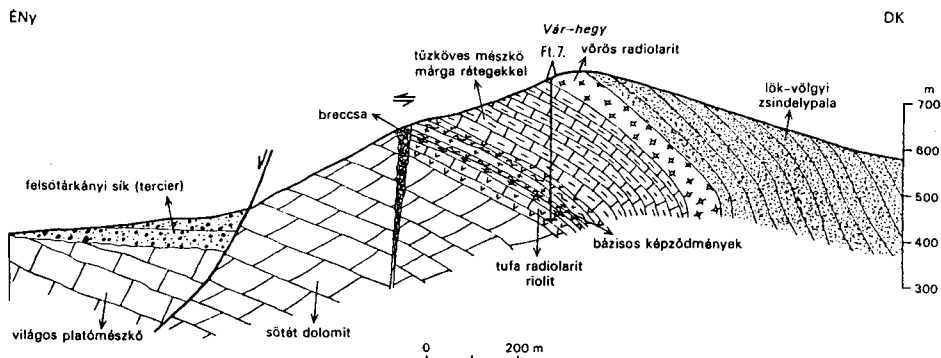
A területen több helyről fontos rétegtani információt hordozó lelet került elő. A bükki autochton rétegsorának egyik kulcsszelvényét a felsőtárkányi Várhegyen (1. ábra) mélyült Ft. 7. sz. fúrás szolgáltatta (9. ábra).

A PELIKÁN P. által leírt fúrásban vulkanittal kevert mészkőre ladini savanyú és neutrális összesült vulkáni kőzetek, fekete mészkő és agyag sűrű, vékonylemezes váltakozása

és radiolarit-szinteket is magába záró összemosott vulkáni anyag, majd karni szürke, tűzköves mészkő következett. A felszínen a Felsőtárkányi Mészkövet, illetve a fedőjében települő, szürke, mikrites, autigénbreccsás Nagyegedi Mészkövet (nóri) vörös radiolarit, majd fekete, lök-völgyi zsindeypala burkolja.

Az áthalmazott vulkanitban levő fekete radiolaritok (17.=Ft. sz. fúrás 182,9 m) faunája:

Baumgartneria cf. retrospina DUMITRICA, *Cryptostephanidium cornigerum* DUMITRICA, *Eptingium manfredi manfredi* DUMITRICA, *E. manfredi robostrum* DUMITRICA, KOZUR et MOSTLER, *Falcispongia calcaneum* DUMITRICA, *F. hamatus* DUMITRICA, *Gomberellus cf. hircicornus* DUMITRICA, KOZUR et MOSTLER, *Oertlispongia inaequispinosus* KOZUR et MOSTLER, *Pentaspionodiscus* sp., *Pseudostylosphaera coccostyla* (RÜST), *P. cf. longobardica* KOZUR et MOSTLER, *Rikivatella cf. nodospinosa* DUMITRICA, KOZUR et MOSTLER, *Tiborella* sp., *Triassocampe deweveri* (NAKASEKO et NISHIMURA), *T. cf. scalaris* KOZUR et MOSTLER, *Triassocampe* sp. A faunaegyüttes kora ladini, közelebből fassai—longobárd határ.



9. ábra. Földtani szelvény a felsőtárkányi Várhegyen keresztül

Fig. 9. Geological profile across the Várhegy of Felsőtárkány

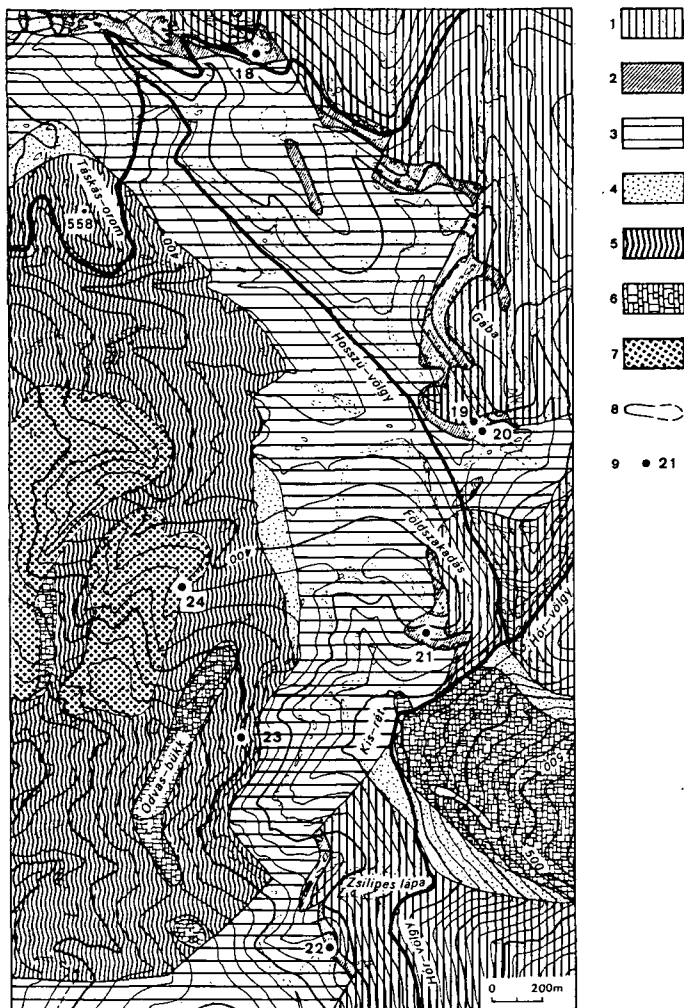
A vulkanitok fedőjében levő tűzköves mészkövet nemcsak itt, de a Déli-Bükkben szinte folytonosan vörös radiolarit, majd az erre következő fekete zsindeypala fedi. E vörös radiolarit szint, mely a lök-völgyivel analóg, több ponton szolgáltatott értékelhető faunát (10. ábra). Ezek a minták a Nagy-Ökrös menti erdészeti útról (18.=DL:nő), a közeli Füzér-kő-völgyben nyitott új erdészeti útról (19.=PP:F6/a és 20.=PP:F8/f) a Földszakadás-oldalban futó erdészeti út feletti tetőről (21.=PP:ob2) és az Odor-vár szirtje mögött futó erdészeti műút közeléből (22.=CSL 1862) származnak. Hangsúlyozzuk, hogy az öt mintázott radiolarit ugyanabból a gyakorlatilag folyamatosan követhető litosztratigráfiai szintből származik. A vékony és jól azonosítható kőzetsávot csak kisebb törések (főleg oldaleltolódások) szabdalják.

A 18. minta az aszfaltozott erdészeti új hajtókanyarja környéki vörös, vékony réteges, gyúrt radiolarit szálfeltárásából származik (11. ábra).

Faunája: *Archaeospongoprimum* sp., *Nassellaria* gen. et sp. indet., *Parvicingula cf. dhimaensis* BAUMGARTNER. Ezek alapján a képződmény kora középső- vagy felső-jura.

A 19. minta az erdészeti út partjának vörös radiolarit szálfeltárásából származik. A radiolarit kisebb töréssel érintkezik az attól É-ra eső tűzköves mészkővel.

Faunája: *Hsuum* sp., *Paronaella* sp., *Nassellaria* gen. et sp. indet.



10. ábra. A Déli-Bükk földtani térképe

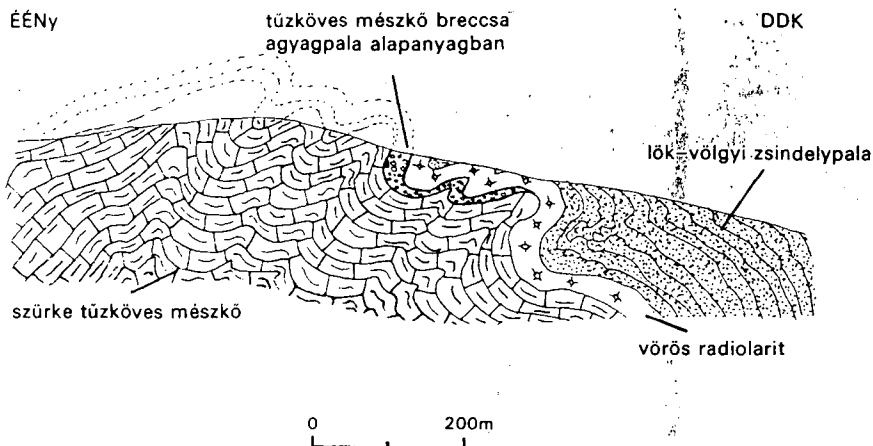
Bükk autochton: 1. felsőtárkányi tüzköves mészkő (ladini?—nóri), 2. vörös radiolarit (kallovi—oxfordi), 3. lök-völgyi zsindelepala (kallovinál fiatalabb). — *Mónosbél—Szarvaskő típusú takarók:* 4. homokkölencsés agyaggala allodapikus mészkőszintekkel (liász?), 5. mészkölencsés agyaggala (liász—alsó-dogger?), 6. bükkzsécsi allodapikus mészkő (felső-dogger—alsó-malm?), 7. fekete radiolarit és breccsája olisztolitokkal (kallovi—felső-jura). — 8. Feltárás, 9. mintavételi hely

Fig. 10. Geological map of the S Bükk Mts

The Bükk Autochton: 1. the cherty limestone of Felső-tárkány (Ladinian?—Norian), 2. red radiolarite (Callovian—Oxfordian), 3. roof slate (younger than Callovian). — *Mónosbél—Szarvaskő type nappes:* 4. shale with sandstone lenses and allodapic limestone horizons (Liassic?), 5. shales with limestone lenses (Liassic—Lower-Dogger?), 6. allodapic oolitic limestone (Upper Dogger—Lower Malm), 7. black radiolarite layers and breccia with olistoliths (Callovian—Malm). — 8. Outcrop, 9. sampling point

A 20. minta az előző közelében, attól délre levő sárga kovapala feltárásból származik.

Radiolariái: *Nassellaria* gen. et sp. indet., *Archaeodictyomitrinae* gen. et sp. indet., *Parvicingula* sp. Az anyag rossz megtartása miatt csak az állapítható meg, hogy a kőzet a pliensbachinál fiatalabb jura korú.



11. ábra. Földtani szelvény a Nagy-Ökrösön át

Fig. 11. Geological profile across Nagy-Ökrös

A 21. minta a Földszakadás-oldal erdészeti útján feltárt, a tűzköves mészkő sziklát burkoló vörös radiolarit kibukkanásából származik. A radiolarit szürke, tűzköves mészkő fedőjében és fekete zsindelypala fekjében található.

Radiolariái: *Archaeodictyomitra praeprimigena* KOZUR et MOSTLER, *Archaeospongoprimum* sp., *Hsuum maxwelli* PESSAGNO, *Hsuum* sp., *Eucyrtidellum* sp., *Hagiastriidae*=(*Homoeoparonaella* sp. ?), (*Tritrabs* sp. ?), *Parvicincula* sp., *Zhamoidellum* sp.

A 22. minta az erdészeti út alatt, attól 100 m-re DK-re, a Zsilipes-lápa feletti pihenőn található vörös radiolarit helyben maradt törmelékéből származik. A radiolarit közvetlenül a tűzköves mészkövet és szürke, crinoideás mészkövet követi, és a zsindelypala feltárásai vannak felette.

Faunája: *Stichocapsa* sp., *Willriedellidae* gen. et sp. indet., melyek biztosan jura korúak, nagy valószínűséggel felső-dogger—alsó-malm kort jelölnek. Ez megegyezik a Lök-völgyben kapott korokkal.

Ugyanebből a térségből (10. ábra), de a szarvaskő—monosbéli egységből származik még két minta. Az egyik az Odvas-bükk K-i oldalában húzódó erdészeti út egyik feltárásából, (23.=PP:obk), a másik a Csipkés-tető vonulatától É-ra húzódó völgy, a Bocfa-lápa vörös radiolaritjából való (24.=PP:obé).

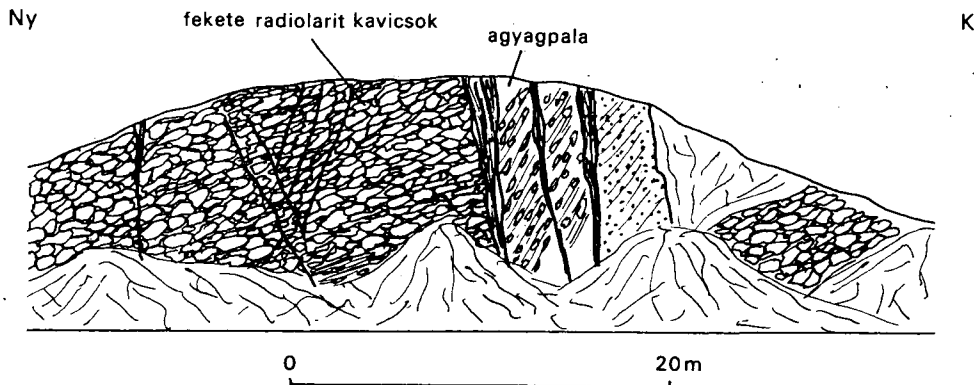
A 23. minta az erdészeti út ooidos, fekete tűzköves mészkő szálfeltárásából, fekete tűzkőgumóból származik.

Faunája: *Angulobracchia* sp., *Crucella* sp., *Orbiculiforma* sp., *Paronaella* cf. *bronni-manni* PESSAGNO, *Paronaella* sp., *Parvicincula* sp., *Podobursa* sp., *Praeconocaryomma* cf. *sphaeroconica* (RÜST), *Triactoma* sp., *Stichocapsa* sp.

E rossz megtartású Radiolariák alapján a gumó kora a középső-jura felső részébe vagy a felső-jurába (inkább ez utóbbiba) tehető.

A 24. minta a már KOZUR (1984) által is vizsgált csipkés-tetői vonulatból az új erdészeti út bevágásából, szálfeltárásból származik (12. ábra). A vörös, rétegzett radiolarit, lilász-vörös áthalmazott vulkáni törmelék (porfirrit) és a fehér Steinalmi-Mészkő olisztolitokkal együtt települ a hullámos elválású agyagpalában.

Faunája: *Archaeodictyomitra praeprimigena* KOZUR et MOSTLER, *A. prisca* KOZUR et MOSTLER, *Archaeospongoprimum* cf. *imlayi* PESSAGNO, *Hagiastriidae* (*Homoeoparonaella*



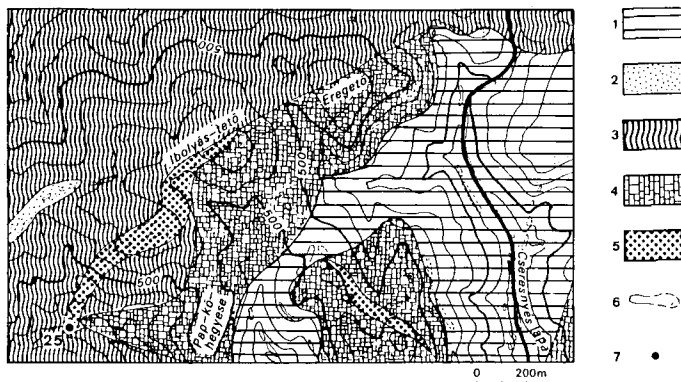
12. ábra. Az oldal-völgyi erdészeti műút 4. km-ének kovapala breccsa feltárása

Fig. 12. Radiolarite breccia cropping out at the kilometre mark 4 of the forest road of Oldal-völgy

sp. ?), *Hsuum* cf. *bipartitum* GRILL et KOZUR, *H. maxwelli* PESSAGNO, *Hsuum* sp., *Parahsuum* sp., *Parvicingula* cf. *dhimaensis* BAUMGARTNER, *Stichocapsa robusta* MATSUOKA.

E vonulatnak a DNY-i folytatásában az Ibolyás-tető környékén (13. ábra) és a Pap-hegyese felé eső völgyben lencsés, réteges, fekete kovapala található. Ez utóbbiból származik a 25. minta (CSL 2277). Környezetében átkovássodott crinoideás mészkő, allodapikus mészkő és polimikt breccsa található.

Faunája: *Hsuum* sp., *Protunuma* sp., *Sethocapsa* sp. Az együttes kora középső–felső-jurára tehető.



13. ábra. Az Ibolyás-tető–Pap-kő-hegyese környékének földtani térképe

Bükk autochton: 1. lók-völgyi zsindelepala (kallovinál fiatalabb). — Mónosbél–Szarvaskő típusú takarók: 2. homokkőlencsés agyagpala (liász?), 3. mészkőlencsés agyagpala (liász–alsó-dogger?), 4. bükkzsérci allodapikus mészkő (felső-dogger–malm?), 5. fekete radiolarit és breccsa (kallovinál fiatalabb). — 6. Feltárás, 7. mintavételi hely

Fig. 13. Geological map of the Ibolyás-tető–Pap-kő-hegyese region

The Bükk Autochton: 1. roof slate of the Lök-valley (younger than Callovian). — Mónosbél–Szarvaskő nappes: 2. shales with sandstone lenses (Liassic?), 3. shales with limestone lenses (Liassic–Lower Dogger?), 4. allodapic limestone of Bükkzsérc (Upper Dogger–Malm), 5. black radiolarite and breccia (younger than Callovian). — 6. Outcrop, 7. sampling point

Bánya-hegyi szelvény

E fontos lelőhely a fennsík peremi Bánya-hegy alapszelvényének környezetébe esik. A szelvény radiaritjának megfelelő kovás agyagpalából származik a gyenge megtartású faunát tartalmazó 26. minta (DL: bh). Ezek közül az *Archaeodictyomitrinae* gen. et sp. indet. és a *Williriedellidae* gen. et sp. indet. taxonjai határozhatók meg, így az együttes a jura kort valószínűsíti.

Következtetések

Őslénytani tanulságok

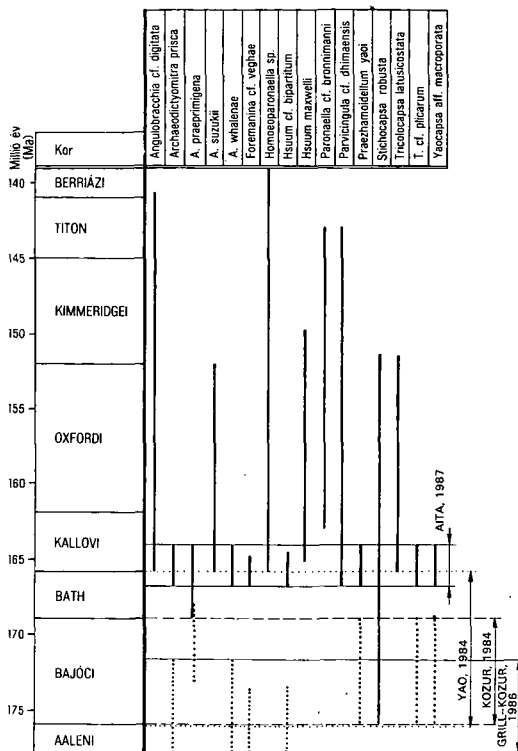
Az eddigi publikációkat figyelembe véve (Kozur 1984; GRILL—Kozur 1986) és azokat összehasonlítva a jelen eredményekkel, úgy tűnik, hogy a Bükkben előforduló Radiolariák két különböző kort adnak meg. Ez az eltérés azonban csak látszólagos. Az idősebb kort jelző Radiolariákat ugyanis a *Stichocapsa robusta* és a *Tricolocapsa plicarum* kivételével mind Kozur H. írta le Észak-Magyarországról. A 15. ábrán pontozott vonallal jelölt alakokat a Rudabányai-hegységből és a Bükkből határozta meg, új taxonként — megkérdőjelezhető, vagy teljesen bizonytalan rétegtani helyzetből. A Radiolariák megtalálása előtt ezeket az összeleteket a triászba sorolták. Az ősmaradványok korbesorolásánál az *Unuma echinatus* zónába tartozó Radiolariákat bajóci (Kozur 1984), majd aaleni—bajóci korbba sorolták (GRILL—Kozur 1986). Erre az említett szerzőket talán a zónát leíró és definiáló YAO (1984) vezette, aki a zónának bajóci—bath kort adott meg. Korábban a típuslelőhelyen az *Unuma echinatus* zónából radiometrikus kormeghatározást is végeztek (SHIBATA—MIZUTANI 1982): Rb/Sr módszerrel 179 millió évet, K/Ar módszerrel 151 millió évet kaptak. A 179 millió év a toarci—aaleni határnak, a 151 millió év az oxford—kimmeridgei határnak felel meg. Nyilván a Rb/Sr kor hatására helyezte GRILL és Kozur (1986) a kérdéses zónát részben az aalenibe.

A Bükkben dolgozó szakemberek körében Kozur 1984-es publikációja alapján az *Unuma echinatus* zóna név vált ismertté. Időközben japán kutatók (MATSUOKA—YAO 1986; AITA 1987) ártértékelték az *Unuma echinatus* zóna tartalmát és korát is. MATSUOKA és YAO 1986-os publikációjukban helyette — a zóna korának módosítása nélkül — a *Tricolocapsa plicarum* zóna nevet használják. Ennek egyik oka, hogy a középső-jura Radiolariasztratigráfiát a *Tricolocapsa* genus evolúciójára alapozzák. Ebbe a sorba illeszkedik a *Tricolocapsa plicarum* is. A másik ok, hogy újabb vizsgálatok során kiderült, hogy az *Unuma echinatus* már egy korábbi zónában is megjelenik, fajlőltője az alsó-jurába kitolódik.

A zóna korának módosítása AITA (1987) nevéhez fűződik. Ő a *Tricolocapsa plicarum* (= *Unuma echinatus*) zónát felső-bath—alsó-kallovi korúnak tartja. Fő indoka az, hogy az *Unuma echinatus* zónába tartozó Radiolariák — más szerzőket figyelembe véve — fiatalabban, mint bajóci—bath kor. Ezt vizsgálataink is megerősítik. Másik indoka, hogy a két eltérő módszerrel kapott radiometrikus kort átlagolva 165 millió év jön ki, mely a bath—kallovi határnak felel meg. A DSDP fúrásokban a *Tricolocapsa plicarum* (= *Unuma echinatus*) zóna fölött következő *Tricolocapsa tetragona* zóna felső-kallovi korú. Ez utóbbi korát nanoplankton vizsgálatokkal is megerősítették. Igen valószínűtlen ezután, hogy a *Tricolocapsa plicarum* (= *Unuma echinatus*) zóna az aaleiniben kezdődjék.

A most meghatározott, nem Kozur által leírt Radiolariák fajlőltői (14. ábra) főleg kallovi és annál fiatalabb korokat jeleznek. Ha tehát elfogadjuk AITA korbeosztását, akkor látható, hogy a Kozur által leírt és az *Unuma echinatus* zónába sorolt ősmaradványok is ugyanezt a korintervallumot jelzik.

Ezek alapján a területről előkerült, korjelző értékű Radiolariák korát kallovinak, talán oxfordinak tartjuk.



14. ábra. A vizsgált ősmaradványok fajlétője

Pontozott vonal Kozur (1984), ill. GRILL—KOZUR (1986) munkáiban közölt fajlétőket jelöli. Ha a *Tricolocapsa plicarum* (= *Unuma echinatus*) zónába tartozó ősmaradványok AITA (1987) szerinti korbeosztását követjük (a pontozottak oszlopában levő folytonos vonalak), akkor azok összhangba kerülnek az újabban általunk meghatározott Radiolariák jelzett korával. A nyíllal jelölt időtartamok a *Tricolocapsa plicarum*, ill. *Unuma echinatus* zóna korát jelölik a különböző szerzők szerint

Fig. 14. The time-range of the species studied

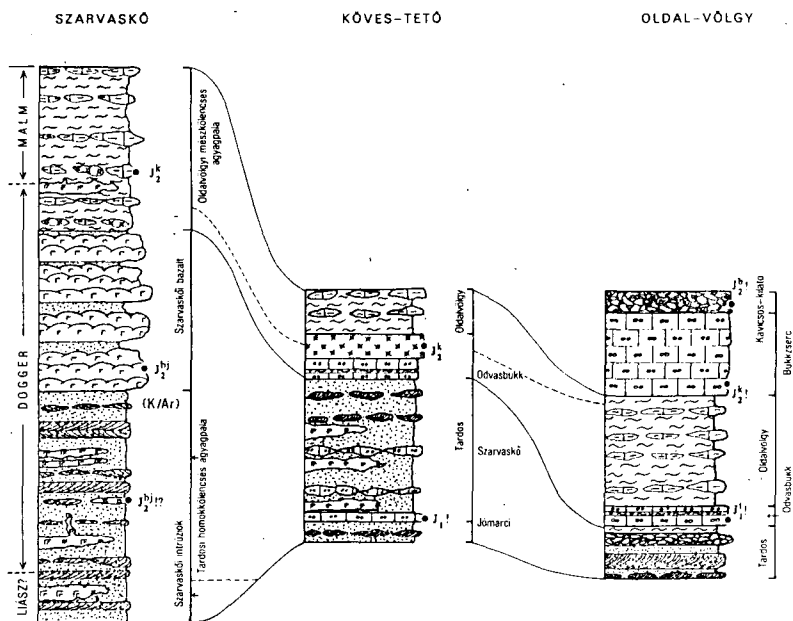
The dashed line indicates the time-range of the species according to KOZUR (1984) and GRILL—KOZUR (1986). If we follow the classification of the species of the *Tricolocapsa plicarum* (= *Unuma echinatus*) zone according to AITA (1987) (continuous lines found in the column of dashed ones), these correspond to the ages of the other radiolarians, determined lately by us. The indicated age intervals stand for the *Tricolocapsa plicarum* (= *Unuma echinatus*) zone according to the different authors

Rétegtani következtetések

A Bükkben előforduló kőzetek két nagy szerkezeti-rétegtani csoportot alkotnak. Az „autochtonban” (15. ábra) (CSONTOS 1988) az anisusi korszakban karbonátos plató épül fel. Ezen mindenütt jelenlevőnek látszik az alsó-ladini vulkanizmus, melynek létét a Déli-Bükkben éppen a Felsőtárkány 7. sz. fúráss lelete és a Kisgyőr 11. sz. fúrássban talált vulkánit fekéjében levő anisusi dolomit (BÉRCZINÉ MAKK A. közlése) bizonyítja. A Szent István-hegyi porfiritet plató- és medenceképződmények követik. A platformokon a sekély-tengeri üledékképződés a ladinitól valószínűleg a nóriig tart, azután pelágikus üledékképződés van a nóriban, de valószínűleg a jurába is átnyúlóan. A medencékben az üledékképződés különböző fázisokban a triász végéig biztosan folyt (PELIKÁN és KOVÁCS még publikálatlan Conodonta leletei alapján). A jurában lezajló bizonytalan amplitúdójú és milyen-

ségű erózió után a korábbi platform és medence területeket egységesen egy vörös radiolarit-lepel fedi. Ezt közvetlenül megelőzően — sőt helyenként ezen üledékképződés alatt — a területen nagy számban, de kis vastagságban keletkeztek áthalmazott kőzetek. Ezek helyi anyagokat halmaznak át és nagy valószínűséggel a terület intenzív süllyedéséhez kapcsolódó helyi suvadásokhoz, vetődésekhez kapcsolhatók. Ezek a testek tehát passzív peremi olisztolitok. A vörös radiolarit kora egységesnek — kallovinak—oxfordinak — tűnik, akár korábbi platform, akár korábbi medence területet borít. A bánya-hegy lelete ezt nem cáfolja, de nem ad elég pontos kort. A bánya-hegyi és a lök-völgyi rétegsorok igen nagy hasonlósága azonban igen valószínűvé teszi a bánya-hegyi radiolarit felső-jura korát.

Ebből az egységes vörös radiolaritból folyamatosan fejlődik ki a nagy vastagságú, fekete, lök-völgyi zsindeypala disztális turbiditje. Ennek alján található nagyobb, lepényszerű radiolarittestek szintén az előbbi kort adják. Ezek lehetnek helyi áthalmazás eredményei, de lehetnek autochton radiolarittestek is. Megjegyzendő, hogy a zsindeypala is gyakran tartalmaz Radiolariákat. A zsindeypalának egyes szintjeibe radiolarit kavicsokból álló konglomerátum települ. Ezeket a kavicsokat KOZUR (1984, tárkány-ormi minta) szerint a *Tricolocapsa plicarum* (= *Unuma echinatus*) zónába tartozó, azaz most kallovi—oxfordinak minősített radiolaritok alkotják. Ez a konglomerátum is származhat medencén belüli áthalmazásból.



16. ábra. A Szarvaskő–Mónosbél típusú takarók elvi rétegoszlopai

Az egyes oszlopok a különböző kifejlődési területek (takaróroncsok) elvi rétegsorait adják. A szelvények a képződmények becslült vastagságával arányosak. Deformáció miatt azonban ezen értékek csak közelítőek. A formációnevek CSONTOS L. (1988) szerint szerepelnek. A csillag a datált képződményt jelzi, a felkiáltójel a képződmény áthalmazott voltára utal. A K/Ar radiometrikus kort a szarvaskői magmatitokon ÁRVÁNÉ Sós E. et al. (1986) munkájából vettük át

Fig. 16. Model stratigraphic columns of the Szarvaskő–Mónosbél nappes

The columns represent the stratigraphy of areas of different geological constitution. The columns are proportional to the thickness of the formations. Because of strong deformation, these values are only approximative. The names of the formations follow CSONTOS (1988). The stars indicate the dated horizons. The exclamation mark indicates resedimentation. The K/Ar radiometric dating on the Szarvaskő magmatites was carried out by ÁRVÁNÉ Sós et al. (1986)

A másik rétegsor a szarvaskői—mónosbéli takaróké. Míg az előző rétegsor a vékony olisztosztrómától eltekintve nyugodtnak mondható, ezt a folyamatos áthalmozás jellemzi. A homokkölencsés és mészkölencsés agyagpalák uralkodnak az összletben. A rétegsort a nagyfokú deformáltság, a rossz feltártság miatt, a közvetett biosztratigráfiai adatok alapján csak mozaikokból és különböző megfontolások segítségével lehet összeállítani, ezért ideiglenesnek kell tekintenünk. A feltételezett rétegsorok a homokkölencsés agyagpalával indulnak, melyekben helyenként bázisos intrúziók és effúziók települnek. A homokkölencsék mellett egyéb idegen anyag, így fekete radiolarit- és mészkölencsék (16. ábra), sőt a formáció tetején fekete radiolaritrétegek is előfordulnak. Ezek kora a peskő-völgyi és mellér-völgyi minták tanúsága szerint középső-jura. Ily módon a korábban alsó-jurának tartott (BALLA 1987, CSONTOS 1988) szarvaskői magmás tevékenység is legalább a középső-jurába kerül.

Az oldal-völgyi—odvas-bükki kifejlődési területen megvan a homokkölencsés agyagpala, benne radiolaritlencsékkel, de uralkodó a mészkölencsés agyagpala allopapikus mészkövekkel (18. ábra). Eddig két, különböző korúnak tűnő, felső-liász és felső-dogger—alsó-malm korú allopapikus mészkőszint látszik elkülöníthetőnek (BÉRCZINÉ—PELIKÁN 1984, CSONTOS—BÉRCZINÉ—THIEBAULT 1991). Radiolariák a felső allopapikus szint fölötti helyzetű, fekete radiolarit anyagú breccsából kerültek elő (24. minta); koruk feltehetően kallovi—oxfordi. Ugyanezen szint (25. minta) az Ibolyás-tető közeléből hasonló kort adott.

A Foraminiferákkal és a Radiolariákkal kapott korok két ponton nincsenek összhangban: a Jómárci-kő alsó-liász tarka mészkövei mellett doggert jelző Radiolariák találhatók, tehát a mészkölencsesor valószínűleg nem allopapikus pad, hanem egyazon mészkőfajtából álló olisztolitsor. A másik eltérés az odvas-bükki allopapikus mészkőszint esetében adódik. A felső-liász kori mészkőből (BÉRCZINÉ—PELIKÁN 1984; CSONTOS—BÉRCZINÉ—THIEBAULT 1991) előkerült tűzkőgumó felső-jura kort adott. Mivel egyetlen ilyen fiatal adatunk van, mely az eddig kialakult rétegtani-szerkezeti képet komolyan megzavarja, ennek ellenőrzése és magyarázata későbbi feladat.

IRODALOM – REFERENCES

- AITA Y. 1987: Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolarian Biostratigraphy of Shikoku with Reference to Selected Sections in Lombardy basin and Sicily. — *Sci. Rep. of the Tohoku Univ. Sendai, Japan*. 2. ser., 58. (1): 1—91.
- ÁRVÁNYÉ SÓS E.—BALOGH KADOSA—RAVASZNÉ BARANYAI L. 1986: Magyarországi mezozoos magmás kőzetek K/Ar kora. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1985-ről: 295—307.
- BALLA Z. 1987: A Bükk hegység mezozoos tektonikája és kapcsolatai a Nyugati-Kárpátokhoz és a Dinaridákhoz. — *Általános Földtani Szemle*, 22.: 13—54.
- BALOGH K. 1964: A Bükk hegység földtani felépítése. — *Földt. Int. Évk.* 48. (2).
- 1981: Correlation of the Hungarian Triassic. — *Acta Geologica Hungarica*, 24. (1): 3—48.
- BÉRCZINÉ MAKK A.—PELIKÁN P. 1984: Jura képződmények a Bükk hegységből. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1982-ről: 137—166.
- CSONTOS L. 1988: Étude géologique d'une portion des Carpathes Internes: le massif du Bükk. — Thèse de 3ème cycle, Univ. Lille I., kézirat.
- CSONTOS L.—BÉRCZINÉ MAKK A.—THIEBAULT F. 1991: Újabb dél-bükki Foraminifera leletek rétegtani és ősföldrajzi jelentősége. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1989-ről: 383—410.
- FODOR L. 1988: Többfázisú redőképződés a Bükk hegységi Nagy Ökrös környékén. — *Földt. Közl.* 118: 147—162.
- GRILL J.—KOZUR H. 1986: The first evidence of the Unuma echinatus radiolarian zone in the Rudabánya Mts. (Northern Hungary). — *Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck*, 13. (11): 239—275.
- KOVÁCS S. 1984: North Hungarian facies types. — *Acta Geologica Hungarica*, 27. (3—4): 251—264.

- KOZUR H. 1984: New biostratigraphical data from the Bükk, Uppony and Mecsek mountains and their tectonic implications. — *Acta Geologica Hungarica*, 27. (3–4):307–319.
- MATSUOKA A.—YAO A. 1986: A newly proposed radiolarian zonation for the Jurassic of Japan. — *Marine Micropaleontology*, 11. (1–3):91–106.
- NÉMETH A. 1984: Az Oldal-völgy és az Alsó Vaskapu környékének geológiája. — Szakdolgozat, ELTE TTK, Budapest. — Kézirat.
- RIEDEL P.—SENOVBARI-DARJAN B.—KOVÁCS S.—PELIKÁN P. 1988: A bányá-hegyi zátonymészkö kora (Bükk hegység). — *Földt. Int. Évi Jel.* 1986-ról: 106–115.
- SHIBATA K.—MIZUTANI S. 1982: Isotopic ages of Jurassic siliceous-shale and Triassic bedded chert in Unuma, Central Japan. — *Geochem. Journ.* 16.: 213–223.
- YAO A. 1984: Subdivision of the Mesozoic Complex in Kii-Yura Area, Southwest Japan and Its Bearing on the Mesozoic Basin Development in the Southern Chichibu Terrane. — *Journ. of Geosci. Osaka Univ.* 27.: 41–103.

RADIOLARIANS FROM THE BÜKK MTS

by

L. CSONTOS*—L. DOSZTÁLY**—P. PELIKÁN**

*Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, Múzeum krt. 4/A.

H-1088

**Hungarian Geological Institute

Budapest, Stefánia út 14.

H-1143

UDC: 563.14(234.373.4)

Key-words: Radiolaria, biostratigraphy, Jurassic, Triassic, Bükk Mts (N Hungary)

We investigated radiolarite samples from the Bükk Mts, NE Hungary. About one third of the samples yielded radiolarians of some stratigraphic value. The highly silicified samples were macerated with 4–6% hydrogen fluoride. The fossils were poorly preserved because of silicification and deformation. However, they gave much needed information about the different stratigraphic levels of the two major structural units of the Bükk Mountains.

The stratigraphy of the Bükk Autochthonous has become more detailed by the radiolarian finds in the borehole Felsőtárkány 7. The black radiolarite is accompanied here by acid volcanites, members of the Aniso–Ladinian volcanic suite (Szent István-hegy Porphyry). The radiolarians gave Ladinian age.

In the higher stratigraphic levels of the Autochthonous mostly red radiolarites occur in two close horizons: the first between the diverse Triassic limestones and the black shales, and the second within the black shales, very close to their base. The radiolarians from the practically continuous lower horizon (samples Nos 8, 9, 10, 11, 12, 18, 19, 20, 21, 22, 26) and from the lenses within the black shale (3, 13, 14, 15) indicated the same age: the boundary between the Middle and Upper Jurassic, more precisely a Callovian–Oxfordian age.

The strata of the Mónosbél–Szarvaskő nappes yielded radiolarite lenses and layers from different parts of the proposed stratigraphic column. Since the sediments of these nappes are the result of intense reworking, the obtained ages are to be used with great care.

Samples of the radiolarite lenses coming from the Western Bükk area, from the close vicinity of the Szarvaskő-type mafic bodies (samples No 1, 2, 5) indicate Middle Jurassic or younger ages. The layered black radiolarites found supposedly over this stratigraphic level (4, 6, 7) show a Callovian—Oxfordian age.

The other samples are derived from the same nappe units but from the Southeastern Bükk area. The radiolarite lens found in a shale containing also limestone lenses yielded fossils of Bathonian—Callovian age. The thick black chert (layered radiolarite and/or sedimentary radiolarite breccia; samples No 24, 25) covering the Bükkzsérc allodapic oolitic limestone of Late Dogger—Early Malmian age, gave radiolarians of the same age.

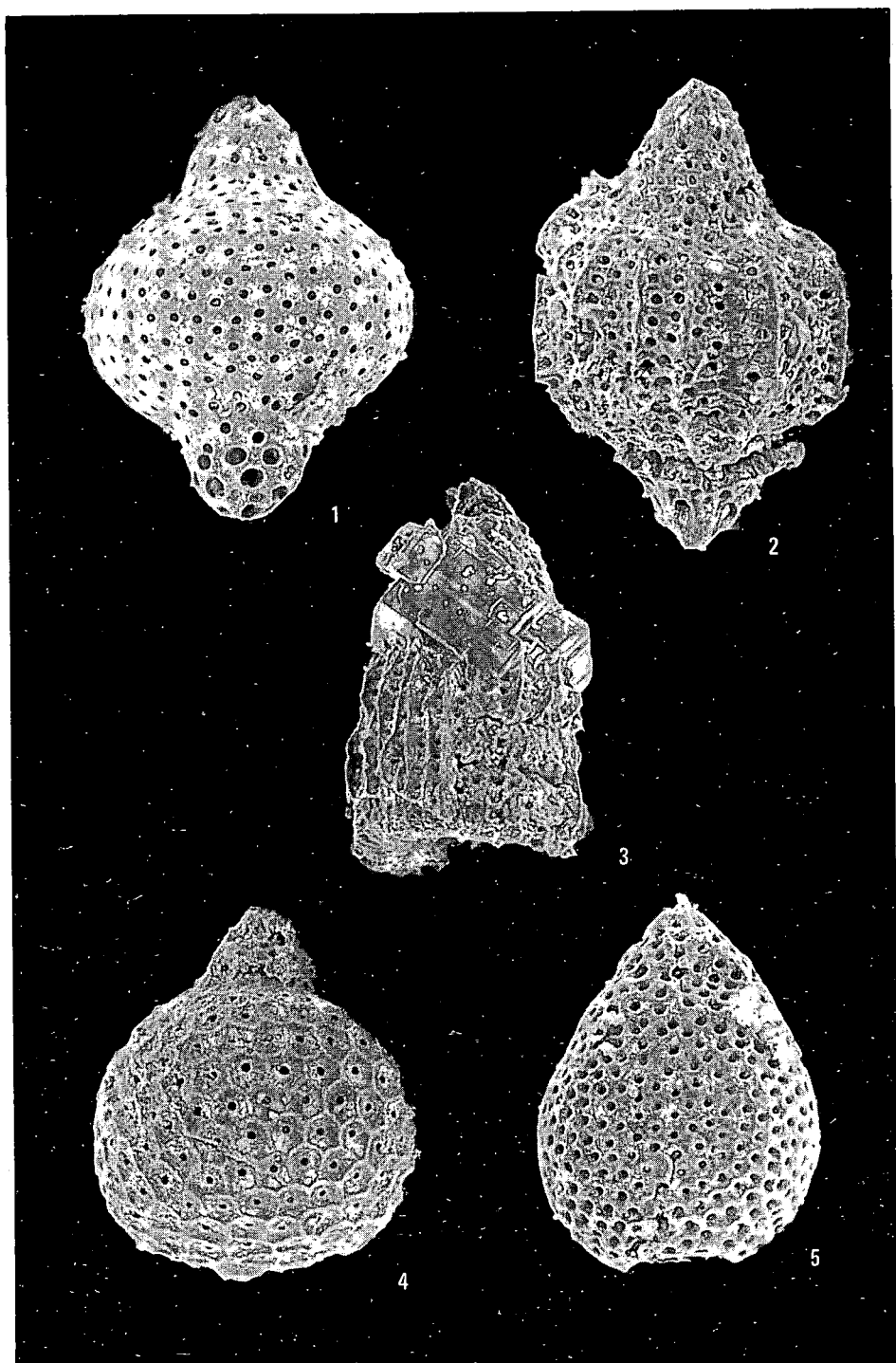
We have a problematic sample (23) taken from an allodapic limestone bed previously supposed to be of Late Liassic age, based on foram finds. This black chert nodule gave badly preserved radiolarians of Late Jurassic age. If this age is ascertained by further work, we have to reevaluate the significance of the foraminiferal ages and the model stratigraphic column of the Mónosbél—Szarvaskő nappes.

The recent radiolarian finds and works of MATSUOKA and YAO (1986) and of AITA (1987) enable us to reevaluate the stratigraphic position of the *Unuma echinatus* zone. The fossils previously described from the Bükk mountains (KOZUR 1984) belong to the *Tricolocapsa plicarum* (= *Unuma echinatus*) zone, but unlike KOZUR (1984), GRILL and KOZUR (1986), we think that the age of the zone is Bathonian—Callovian. This stratigraphic position corresponds much better to the reevaluated position of the zone by AITA (1987) and to the fossils found now.

I. tábla—Plate I

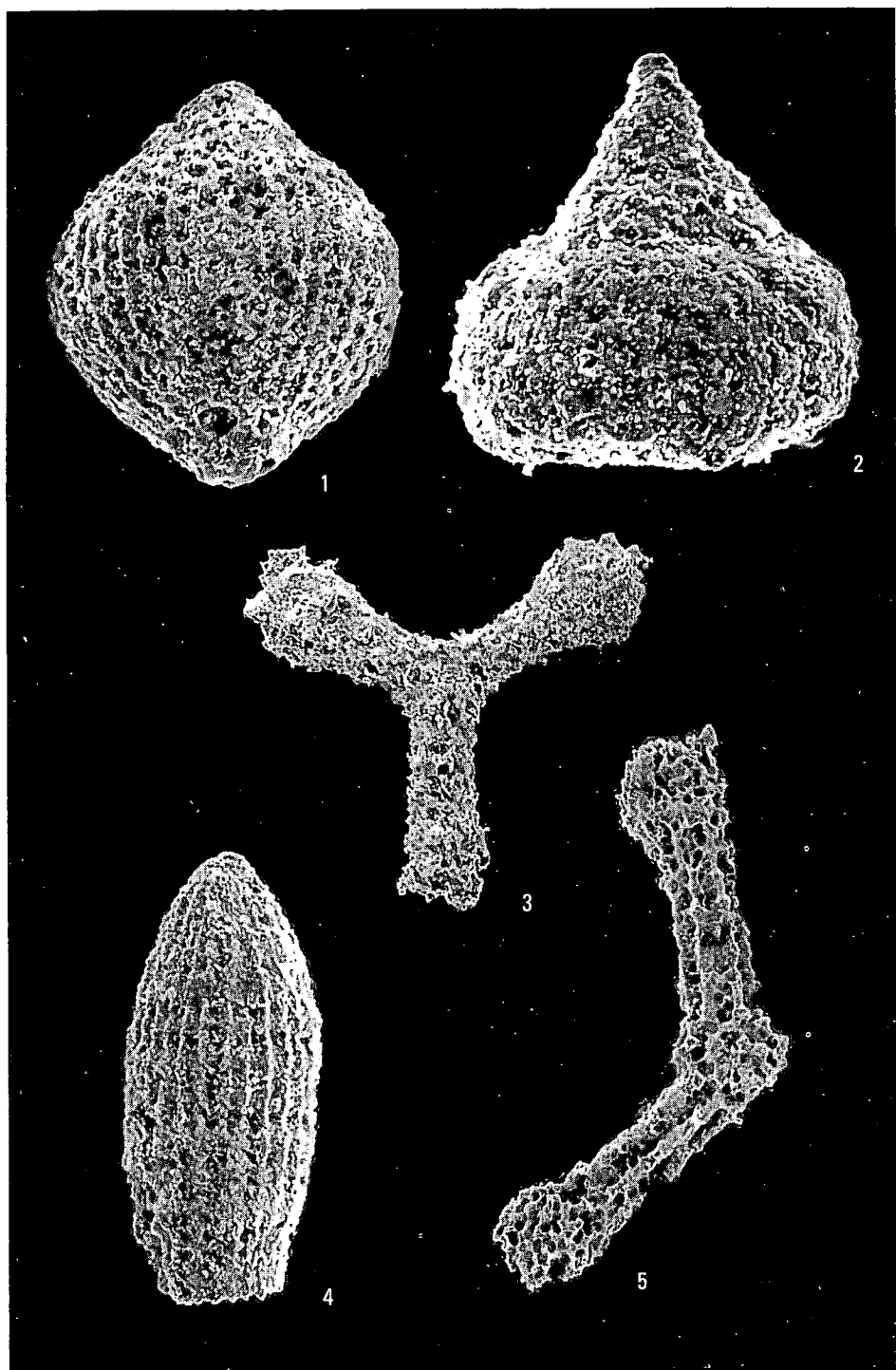
A Petrás keleti oldala (CSL 233)

1. *Yaocapsa* aff. *macroporata* KOZUR 400 ×
2. *Tricolocapsa latusicostata* AITA 400 ×
3. *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 320 ×
4. *Praezhamoidellum yaoi* KOZUR 400 ×
5. *Stichocapsa robusta* MATSUOKA 400 ×



II. Tábla—Plate II

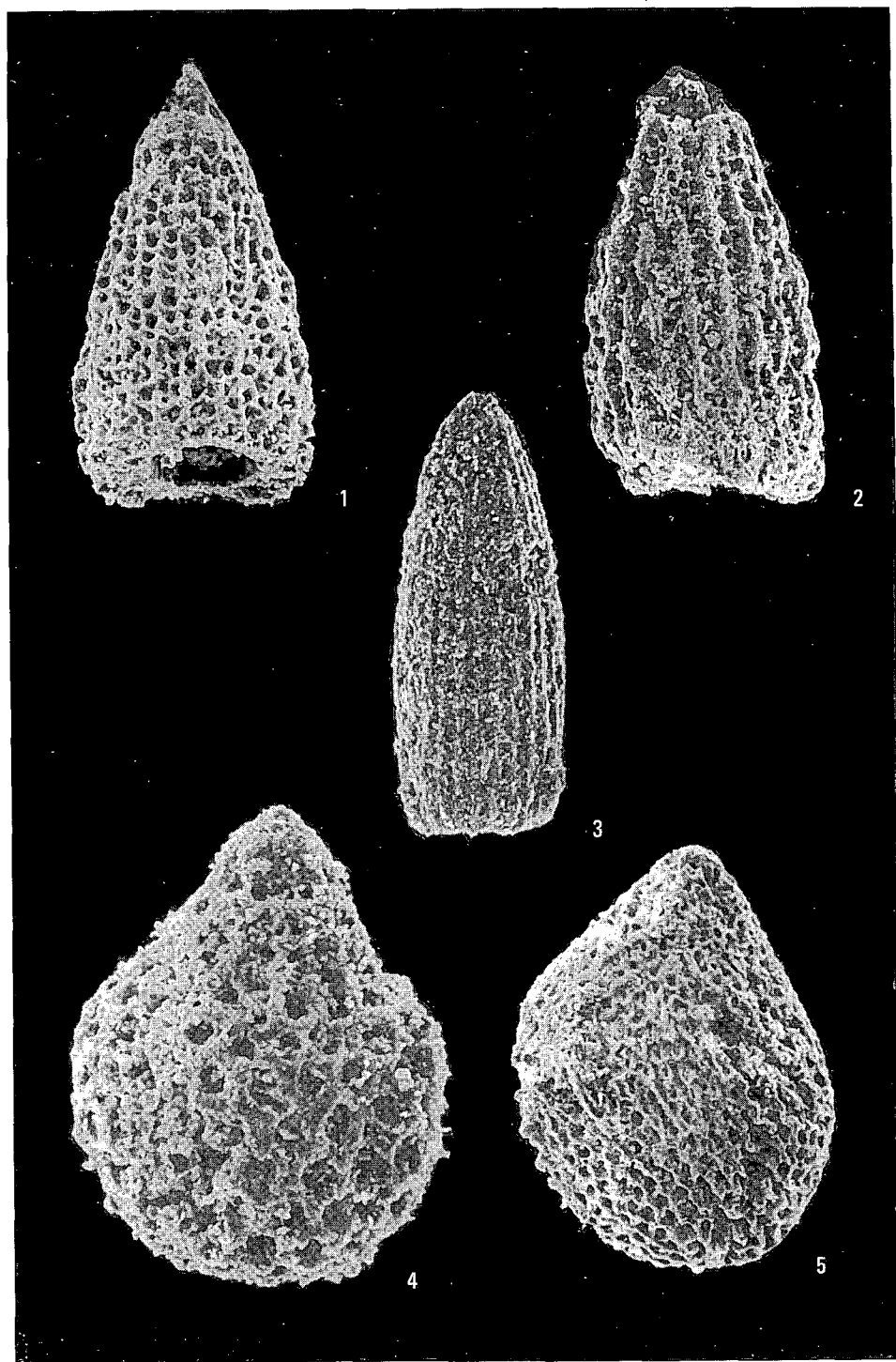
1. *Tricolocapsa plicarum*, YAO 480 ×
A Lök-völgy K-i oldala (CSL 364)
2. *Eucyrtidiellum* sp. 600 ×
A Mellér-völgy Ny-i oldala (CSL 649)
3. *Paronaella* sp. 200 ×
A Földszakadás—Odvas-bükk oldalában levő erdészeti út (PPobl)
4. *Archaeodityomitra suzukii* AITA 320 ×
A Mellér-völgy Ny-i oldala (CSL 649)
5. *Tritrabs* sp. 150 ×
Alsó-Vaskapu (CSL 345)



III. tábla — Plate III

Az Odvas-bükk É-i oldala (PPobl)

1. *Parahsuum* sp. 300 ×
2. *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 260 ×
3. *Archaeodityomitra prisca* KOZUR et MOSTLER 320 ×
4. *Zhamoidellum* sp. 600 ×
5. *Sichocapsa robusta* MATSUOKA 260 ×



ÚJABB FORAMINIFERA-LELETEK A DÉLI-BÜKKBŐL

CSONTOS LÁSZLÓ*—BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ**—THIEBAULT FRANCOIS***

*Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földtani Tanszék, Budapest, Múzeum krt. 4/a
H—1088

**Szénhidrogén-Kutató és Fejlesztő Intézet, Százhalombatta, Pf. 32.
H—2443

***Univ. de Lille, Labo. geol. dyn. et sed., Cité Scientifique
Bat. SN5, Villeneuve d'Ascq
F—59650 France

ETO: 563.12 (234.373.9)

T á r g y s z a v a k : Foraminifera, faunalista, biosztratigráfia, szerkezeti földtan, jura, Bükk

A D-i Bükk és Sirok környékéről hat lelőhelyről vizsgáltunk különféle mészköveket. Az átkristályosodott, erősen deformált mészkövek csiszolataiban rossz megtartású Foraminiferák találhatók.

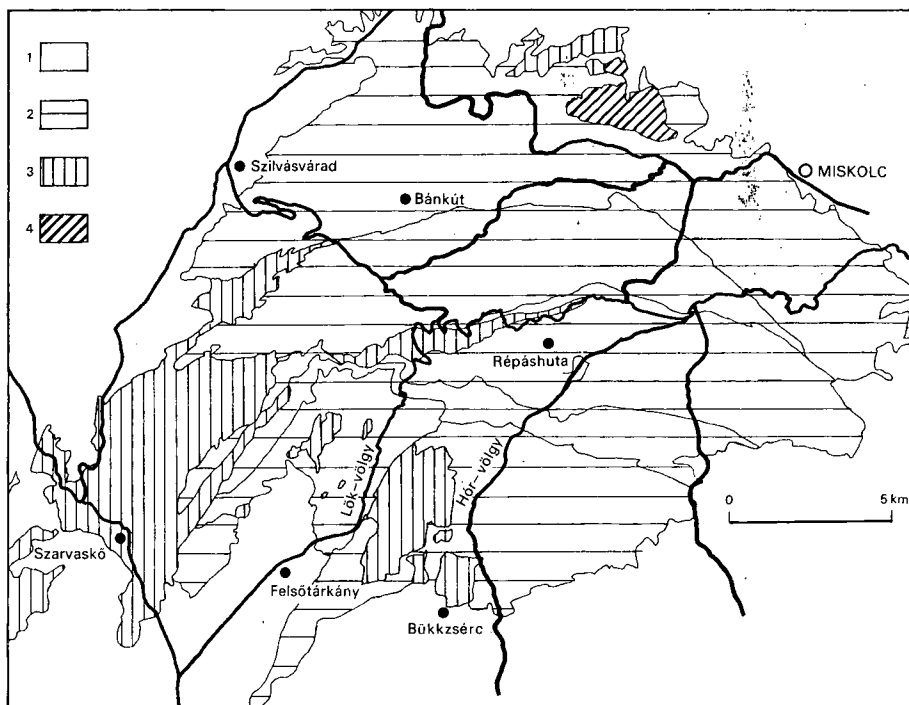
A minták közül kettő felső-liász, ismét kettő felső-dogger—alsó-malm Foraminiferákat tartalmazott. Ezek a rétegtani szintek már korábban is ismertek voltak a D-i Bükkből (BÉRCZINÉ—PELIKÁN 1984), most újabb lelőhelyekről is előkerültek. Mindkét szint allodapikus mészkőből áll, tehát kormeghatározásra csak megfontolások után alkalmasak. A faciológiai jellemzők és a nagyobb területen egységes korok az allodapikus padok diagenézis előtti, gyors átülepítésére utalnak. Így e két litosztratigráfiai szintnek rétegtani értéke van.

Két mintacsoport a Bükkből ez idáig ismeretlen korú és fáciesű kőzetből származik: a Jómarci-kő környékén alsó-liász korú hierlatz mészkövet, a Hosszú-bérc környékén anisusi korú steinalmi mészkövet találtunk. A mészkőtömbök helyzete alapján azok olisztolitiként értelmezhetők, és a lehordási területről szolgáltatnak fontos adatokat. Korjelző értékük tehát csekély.

Mindegyik minta a Mónosbél—Szarvaskő típusú tektonofaciális egységek (takarók) rétegsorában található. Ezek anyaga egyrészt törmelékes képződményekben gazdag területről, másrészt a jura folyamán ooidos platóként „üzemelő” sekélytengeri környezetből származik. Az egyéb törmelék: steinalmi mészkő, hierlatz mészkő, fekete radiolarit lencsék, neutrális és savanyú vulkanitok törmeléke; a rudabányai bódvai egységből vagy hozzá hasonló rétegtani összetételű egységből származtatható.

Bevezetés

A Déli-Bükk részletes újratérképezése (CSONTOS L. 1988) során gyűjtött kőzetmintákból készült csiszolatok néhány kormeghatározó Foraminiferákat szolgáltatott. A minták a Szarvaskő—Mónosbél típusú takarók különböző rétegtani szintjeiből, a Bükk különböző régióiból származnak (1. ábra), ezért leírásukat területenként adjuk. A dolgozatot rétegtani—szerkezeti értékelés zárja.



1. ábra. A vizsgált terület földrajzi helye a Bükkben

1. Harmad- és negyedidőszaki képződmények a felszínen, 2. bükki „autochton”, 3. Szarvaskő—Mónosbél típusú takarók, 4. kis-fennsíki takaró

Fig. 1. Location of the investigated area in the Bükk Mts

1. Tertiary and Quaternary, 2. The Bükk Autochton, 3. Szarvaskő—Mónosbél type nappes, 4. Kis-fennsík nappe

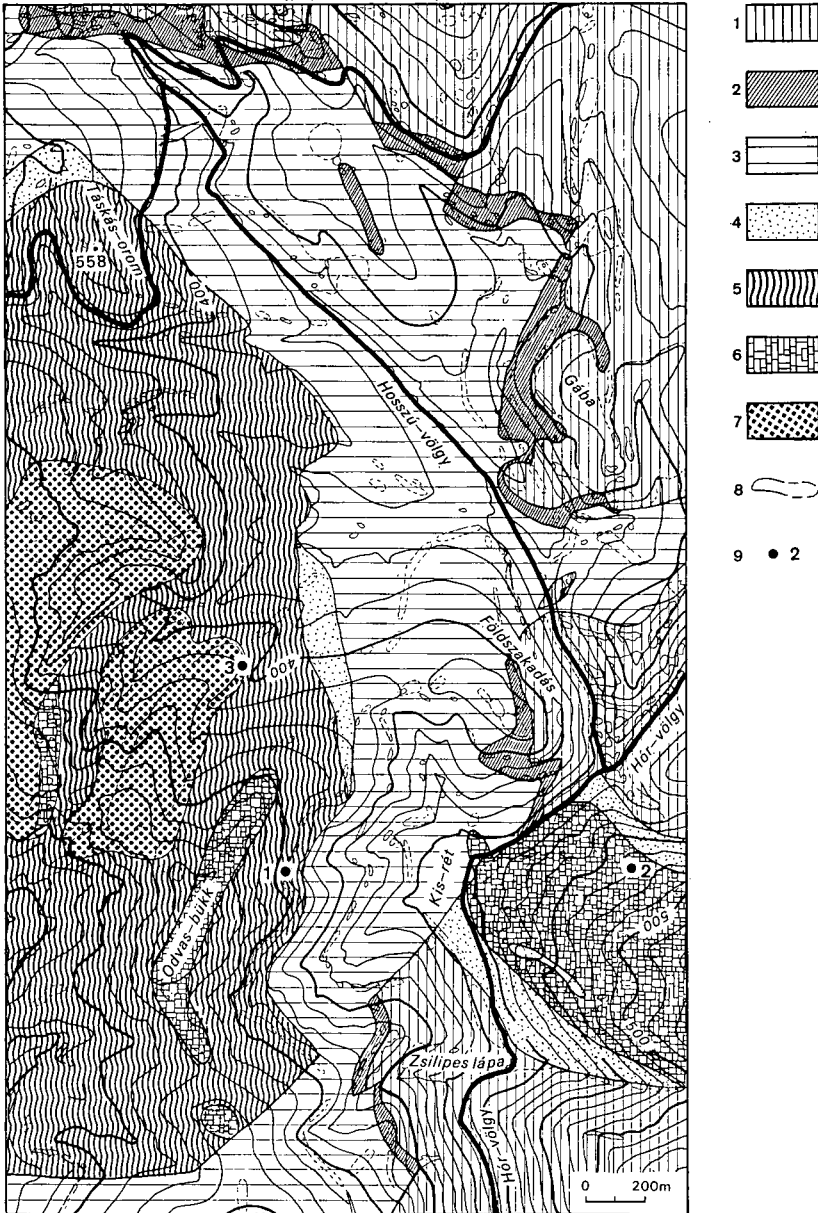
A minták helyzete és kora

1. Odvas-bükk, vulkanitos feltárás

A minta helyét a földtani térképen és szelvényen ábrázoljuk (2., 3. ábra). A már korábban vizsgált feltárás (BÉRCZINÉ—PELIKÁN 1984) mélytengeri kifejlődésű mészkőlelencsés agyagpalában található. Ebben az alapanyagban számos olisztolit (radiolarit, vulkanit, sötétszürke mészkő) mellett méteres vastagságú, fekete tűzköves mészkő települ rétegszerűen. A mészkőben apró, összehalmazott sekélytengeri elegyrészek: ooidok, pelleték, Foraminiferák találhatók. Ezek különállásából nyilvánvaló, hogy az áthalmozás a sekélytengeri eredetű mészkő diagenezise előtt történt. A mészkőpadok gyakran gradáltak, a bennük levő vulkáni szemcsék is gradáltan helyezkednek el. A vizsgált mészkő tehát allodapikus. Az újbóli mintázást azért végeztük, hogy megbizonyosodjunk a korok egységességéről vagy különbözőségéről.

A csiszolatból meghatározott fauna (V. tábla): *Lenticulina* sp., *Nodosariidae* sp., 2, BÉRCZINÉ.

A kőzet kora a korábbi analógiák alapján (BÉRCZINÉ—PELIKÁN 1984) liász, pontosabban toarci körüli.

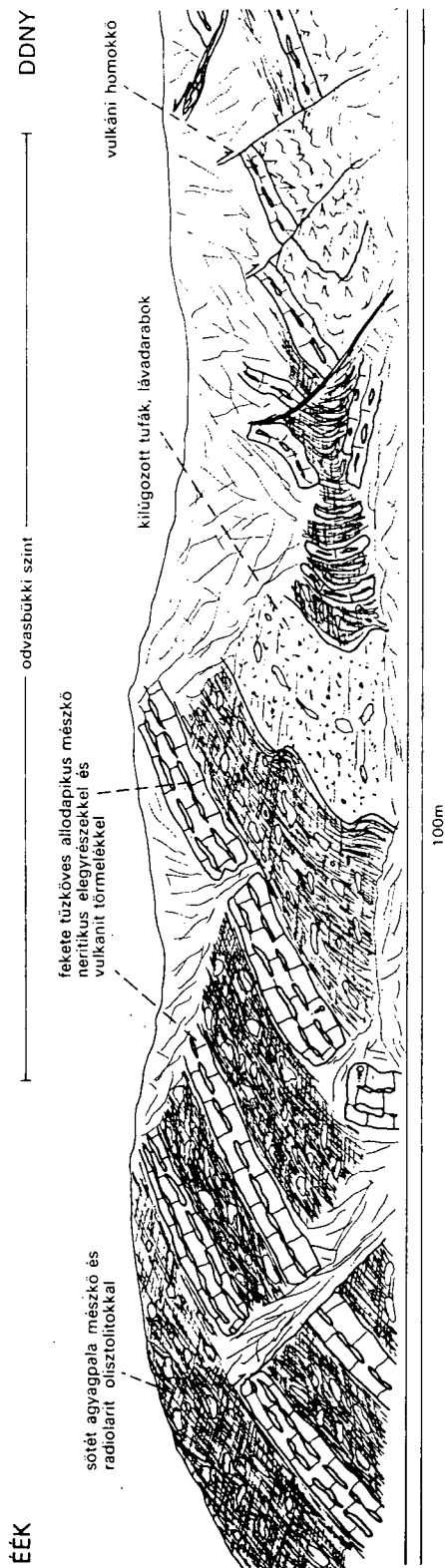


2. ábra. A Déli-Bükk földtani térképe

Bükk autochthon: 1. Felsőtárkányi tűzköves mészkő (ladini?—nóri) 2. vörös radiarilit (kallovi—oxfordi), 3. lök-völgyi fekete zsindelepala (kallovinál fiatalabb?). — *Mónosbél—Szarvaskő típusú takarók:* 4. homokkőlelencsés agyagpala allodapikus mészkőszintekkel (liász?), 5. mészkőlelencsés agyagpala (liász—alsó-dogger?), 6. bükkzsérci allodapikus mészkő (felső-dogger—alsó-malm?), 7. fekete radiarilit és breccsája olisztolitikkkal (kallovi—felső-jura). — 8. Feltárás, 9. mintavételi hely

Fig. 2. Geological map of the Bükk Mts

The Bükk Autochthon: 1. Cherty limestone of the Lök valley Felsőtárkány (?Ladinian—Norian), 2. red radiolarite (Callovian—Oxfordian), 3. roof slate of the Lök valley (younger than Callovian). — *Szarvaskő—Mónosbél type nappes:* 4. shale with sandstone lenses and allodapic limestone horizons (?Liassic), 5. shale with limestone lenses (Liassic—?Lower Dogger), 6. allodapic limestone (Bükkzsérc formation, Upper Dogger—Lower Malm), 7. black radiolarite and its breccia of with olistolith (Callovian—Malm). — 8. Outcrop, 9. sampling point



3. ábra. Az Odvas-bükk vulkanit feltárása. A feltárást a Földszakadás oldalnál induló erdészeti úton lehet megközelíteni. A mintákat az északi allodapikus padokból vettük

Fig. 3. The volcanics cropping out at Odvas-bükk. This outcrop has an access on a forest road starting from the Földszakadás oldal. The samples were taken from the northern allodapic beds

A sekélytengeri mészkövek diagenézise közismerten gyors, s ez az átülepítésig nem történt meg, ezért a kapott kor a kőzet átülepítésének korát is adhatja. A korábban előke-
rült Foraminiferák (BÉRCZINÉ—PELIKÁN 1984) a most találtakkal azonos együttesbe tar-
toznak, ezért nem több rétegtani szint halmozódott át, hanem csak egy. Ez is a felső-liász
valós kor mellett szól.

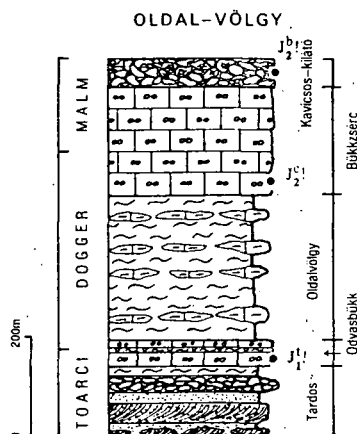
2. Szarba-völgy

A Hór-völgytől K-re, a Szarba-völgytől D-re (2. ábra), a felsőtárkányi mészkő elterjedési területén, a hegytetőn, agyagpala törmelék és ooidos mészkőpadok találhatók. A bőséges agyagpala-törmelék azt jelzi, hogy itt nem a bükki autochtonba tartozó, triász korú felsőtárkányi tűzköves mészkőről van szó, hanem a Szarvaskő–Mónosbél típusú takarók rétegsoráról. Ebben a rétegsorban az ooidos allodapikus mészkövek a mészkőlencsés agyagpalák bázisához közel, ill. azok tetején fordulnak elő (4. ábra). Sajnos a vizsgált körzetben semmilyen támpontot nem leltünk a szint litosztratigráfiai azonosításához.

A kőzetből *Textulariidae* sp., *Miliolidae* sp., *Paalzowella* sp. kerültek elő.

4. ábra. Az Odvas-bükk területének elvi rétegoszlása. A jobb oldali oszlopban a formációk neve CSONTOS L. (1988) szerint szerepelnek. A csillag a datált képződményt jelzi, a felkiáltójel a képződmény áthalmazott voltára utal

Fig. 4. Model stratigraphic column of the Odvasbükki region. In the right side column we find the names of the formations after Csontos (1988). The stars indicate the dated horizons. The exclamation mark indicates the dated sediments being reworked



E Foraminifera-együttes alapján a kőzetet felső-dogger—alsó-malm korúnak tarthatjuk. Ez a kor a korábban (BÉRCZINÉ—PELIKÁN 1984) meghatározott bükkzsérci mészkő rétegtani szintjének (felső ooidos szint) felel meg. Az előző érvelések erre az egységre is érvényesek, azaz az átülepítés ellenére a Foraminiferák a kőzet valós korát adják.

3. Hosszú-bérc

Az innen származó minta csak közvetett információkkal szolgál. A Hosszú-völgybe futó Hosszú-bérc—Csipkés-tető—Kavicsos-kilátó vonulat fekete kovapala törmelékkel fedett (2. ábra). A kovapala éles, poligonokra váló, fekete, néhol zöldes vagy vöröses, kagylós törésű ridg szilánkokból áll. E sűrű törmelékben a területen három helyen nagyobb méretű idegen testek fordulnak elő (Kavicsos-kilátó, Gerzsény, Hosszú-bérc). A 3. minta ez utóbbiból származik (2. ábra), mely néhány köbméteres fehér sziklaként áll ki az agyag- és kovapala-törmelékéből. Helyzete alapján a mészkő egyértelműen olisztoltinak minősíthető az agyagpala mátrixban.

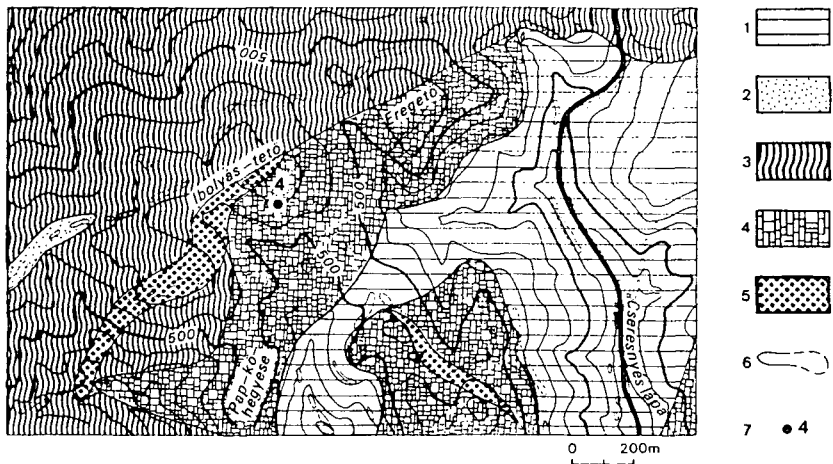
A becsúszott tömb fehér, világosszürke, mikrites mészkőből áll, melyben vörös, agyagos vagy márgás hasadékköltések vannak. Rétegzettségnek nyoma nincs. A fehér mészkőben kisebb és nagyobb, többé-kevésbé átkristályosodott ősmaradványok láthatók. Makroszkóposan egyik sem határozható meg. A vörös márgás hasadékokban a fehér, platform jellegű mészkő néha breccsaelemként fordul elő.

Foraminifera-faunája a tömb kicsinsége ellenére gazdagnak mondható (I. tábla): *Rheophax* sp., *Endothyra* cf. *badouxi* ZANINETTI—BRONNIMAN, *Endothyra* sp., *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIČ, *Earlandinita oberhauseri* SALAJ, *Ammobaculites* sp., *Ophtalmidium* sp., *Gaudryina* sp.

A Foraminiferák, különösen a *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIČ és az *Earlandinita oberhauseri* SALAJ fajok alapján a kőzet kora anisusi, fáciése nyílt, jól szellőzött lagúnafáciés. Mindez a kőzettömböt a steinalmi mészkőhöz rokonítja. A valahai platómészkövet neptuni hasadékok járták át még a dogger agyagpalába való áthalmozása előtt.

4. Ibolyás-tető

A D-i Bükkben levő Ibolyás-tető a korábban már vizsgált (BÉRCZINÉ—PELIKÁN 1984) Odvas-bükk-tető—Borzlyuk-tető vonulatba esik (5. ábra). Az Ibolyás-tetőn helyben maradt törmelékben és kisebb szálfeltárásokban bükkzsérci típusú klasztos, ooidos, fekete tűzköves mészkő települ. A mészkő környezetében mészkőlencsés agyagpala és kovapala sűrű törmeléke található. Maga a mészkő nagy mennyiségű extraklasztot tartalmaz, pl. mállott vulkanitot vagy agyaggalát és sekélytengeri elegyrészeket.



5. ábra. Az Ibolyás-tető—Pap-kő-hegyese környékének földtani térképe

Bükk autochton: 1. Lök-völgyi zsindeypala (kallovinál fiatalabb). — Mónosbél—Szarvaskő típusú takarók: 2. homokkőlencsés agyagpala (liász?), 3. mészkőlencsés agyagpala (liász—alsó-dogger?), 4. bükkzsérci allodapikus mészkő (felső dogger—alsó-malm?), 5. fekete radiolarit és breccsája (kallovinál fiatalabb). — 6. Feltárás, 7. mintavételi hely

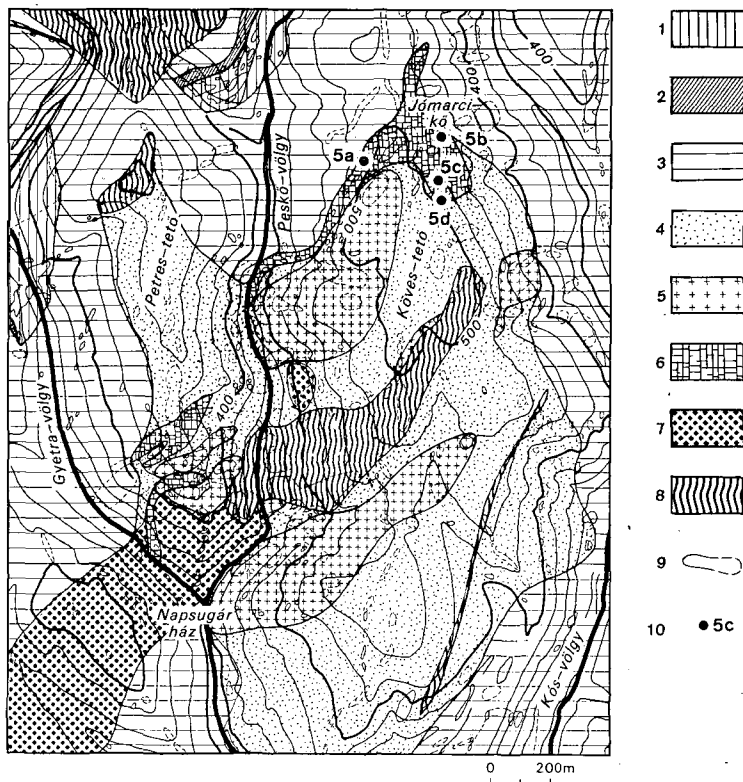
Fig. 5. Geological map of the Ibolyás-tető—Pap-kő-hegyese region

The Bükk Autochton: 1. roof slate of the Lök valley (younger than Callovian). Szarvaskő—Mónosbél type nappe: 2. shale with sandstone lenses (Liassic?), 3. shale with limestone lenses (Liassic—Lower Dogger?), 4. allodapic ooidic limestone (Bükkzsérc, Upper Dogger—Lower Malm), 5. black radiolarite and breccia with olistoliths (younger than Callovian). — 6. Outcrop, 7. sampling point

Az innen származó minták Foraminiferái (II. tábla): *Textularia* sp., *Lenticulina* sp., *Protopeneropolis striata* WEYNSCHENK. Ezek alapján felső-dogger—alsó-malm kor valószínűsíthető.

E formáció több helyütt, pl. az Odvas-bükk-tetőn, a Borzlyuk-tetőn, a Mákszemen, a Hódoson és most a Szarba-völgy felett mind egységesen ugyanezt a kort adta (4. ábra). Ez teljes összhangban van a térképezési és a szerkezeti megfigyelésekkel, és azt sugallja, hogy ez a litosztratigráfiai egység valódi korrallal bíró rétegtani szintet képvisel.

A protopeneropliszos mikrobiofáciás sekélytengeri, árapályövi, árapályöv alatti élethelyeken fordul elő. Az alakok a karbonátos platók peremén, az ún. küszöbfáciésekben gyakoriak. Ezek a fáciések sekély, normális sós, mozgatott vizet jelentenek. A palában előforduló mészkőpadok minden valószínűség szerint átülepítettek, mélytengeriek.



6. ábra. A Jómárci-kő és Köves-tető környékének földtani térképe

Bükkii autochton: 1. felsőtárkányi tűzköves mészkő (ladini?—nóri), 2. vörös radiarlit (kallovi—oxfordi), 3. lők-völgyi fekete zsindepala (kallovinál fiatalabb). — Mónosbél—Szarvaskő típusú takarók: 4. homokkölencsés agyaggala allodapikus mészkőszintekkel (dogger?), 5. szarvaskői gabbró és diabáz (dogger), 6. jómárci-kői tarka mészkő olisztolitok (liász a leülepedés, dogger az áthalmazódás kora), 7. fekete radiarlit (kallovi), 8. mészkölencsés agyaggala. — 9. Feltárás, 10. mintavételi hely

Fig. 6. Geological map of the Jómárci-kő and Köves-tető region

The Bükk Autochton: 1. Grey cherty limestone (Felsőtárkány formation, Landinian?—Norian), 2. red radiolarite (Callovian—Oxfordian), 3. black roof slate Lők valley formation (younger than Callovian). — Szarvaskő—Mónosbél type nappes: 4. dark shale with allopapic limestone horizons (Dogger?), 5. Szarvaskő type gabbro and diabase (Dogger), 6. variegated limestone olistolites in black shale (Liassic sedimentation. Dogger resedimentation), 7. black radiolarite layers and breccia of radiolarite pebbles (younger than Callovian), 8. dark shale with limestone lenses (Dogger). — 9. Outcrop, 10. sampling point

5. Jómarci-kő

A Köves-tető környékén (a Vörös-kő völgy és a Peskő-völgy közt) egy viszonylag kicsiny, zsindelypalával körbefogott területen — jobbára sűrű törmelékben — homokkő- és mészkőlencsés agyaggalát, szarvaskői típusú gabbrót és bazaltot, fekete radiolaritot; egyes helyeken konglomerátumokat és különleges mészköveket találni (6. ábra). Egy ilyen, függőleges helyzetű, egyenes lefutású mészkőborda vagy inkább lencsesor egyik tagja a Jómarci-kő. Az 5. minta a lencsesor több tagjából, a Jómarci-kő környékéről származik.

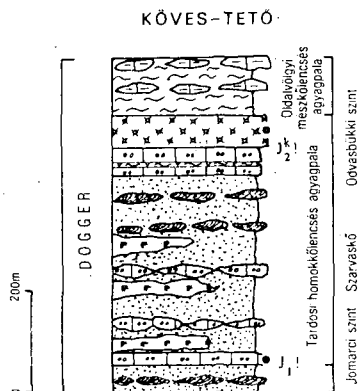
Maga a mészkő igen inhomogén: vörös, világos- és sötétszürke, sárgás, mikrites mészkő, mely igen sok elegyrészt tartalmaz. A metamorfózist láthatóan nem szenvedett mészkőben vékony héjú kagylók, Crinoideák, Foraminifera-k találhatók. A kőzet nem rétegzett, s iszapállapotban keveredettnek tűnik. Egyes darabjai határozottan emlékeztetnek az ammonitico rossóra.

A szálban álló mészkő környékén homokkőlencsés agyaggala fordul elő helyben maradt törmelékként. Terepi helyzetéből a gyatra feltárási viszonyok miatt nem dönthető el egyértelműen, hogy olisztolitsórról, vagy allodapikus mészkőpadról van-e szó. Az egyik feltáráspan azonban a jellegzetes színű mészkő apró lencséként fordul elő szürke, ooidos mészkőben, igen valószínű tehát, hogy a tarka mészkőlencsék olisztolitok.

A mikrites tarka mészkő gazdag Foraminifera-együtttest zár magába. A különböző lencsékben a fauna egységes volt, így összesített listát adunk közre (III., IV., és V. tábla):

Textularia sp., *Vaginulina* sp., *Semiinvoluta* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* cf. *dispar* FRANKE, *N. nitidana* BRAND, *N. metensis* TERQUEM, *N. cf. metensis* TERQUEM, *N. cf. crispata* TERQUEM, *Nodosaria* sp., *Nodosariidae* sp., *Involutina liassica* (JONES), *I. turgida* KRISTAN, *Dentalina communis* D'ORBIGNY, *Dentalina* sp., *Rectoglandulina* sp., *Trocholina turris* FRENTZEN, *Trocholina* sp., *Astalocus* sp., *Lingulina* sp., *Opthalmidium* sp.

A minták gazdag bentosz Foraminifera-együttese a Tethys területén általánosan elterjedt hierlatz kifejlődés Foraminifera-asszociációjával mutat teljes azonosságot. Különösen gyakoriak az *Involutina liassica* (JONES) és a *Trocholina turris* (FRENTZEN) faj példányai. Az ősmaradványok hullámverési öv alatti, platóperemi, sekély vízi környezetre utalnak. A Foraminifera-k liász, közelebből színemuri—plienbach-i kort jeleznek. Ha a mészkőbordát allodapikus padként értelmeznénk, úgy ez lenne a képződmény valós kora. Ha viszont olisztolitsornak tekintjük a mészkőlencséket, akkor környezete csak fiatalabb lehet alsó-liásznál. A lencsék közelében legalább felső-dogger korú radiolarit gumók és rétegek találhatók (CSONTOS—DOSZTÁLY—PELIKÁN 1991). Ez a tény is az olisztolitos, második megoldás mellett szól (7. ábra).



7. ábra.

A köves-tetői takaróroncs elvi rétegsora

Fig. 7.

Model stratigraphic column showing the erosional remnant of the Köves-tető nappe sequence

6. Sirok, várhegyi kőfejtő

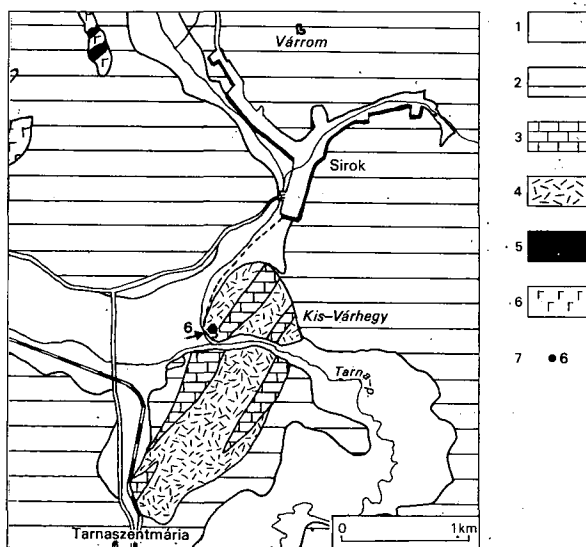
A siroki Várhegy feltárása a Darnó-hegy tőszomszédságában fekszik (8. ábra). E közelség ellenére a benne található törmelékes agyagpala, mészkő, mind anyagában, mind átalakultsági fokában határozott különbséget mutat a darnói sorozattól: sokkal átalakultabb, és sokkal több karbonátot tartalmaz annál. Kőzettani bélyegek alapján valószínűsíteni lehetett a szarvaskői sorozatba tartozását (CSONTOS 1988).

A patak menti kis-várhegyi kőfejtőben sötétszürke, hullámos elválású agyagpalát találunk, benne igen sok meszes törmelékkal. Uralkodó meszes elegyrész a különálló ooid, pellet, de egy helyről több Belemnites rostrum töredéke is előkerült. A mészkőtörmelék természetesen átülepítés során került az agyagpalába, melyről az allodapikus mészkőrétegek is tanúskodnak. A kőfejtő magasabb szintjein fekete radiolaritrétegek is előfordulnak. A kőzetek kaotikus megjelenését csak fokozzák az igen szoros redők, s a gyakori törések.

A kőfejtőből származó minták Foraminiferái (V. tábla): *Lenticulina* sp., *Lenticulina* sp. 1. BÉRCZINÉ, *Lenticulina* cf. *bochardi* (TERQUEM), *Nodosaria* cf. *oviformis* (TERQUEM).

A kőzet fáciese az odvas-bükki mintakéhoz hasonló: a Nodosaridae család vastag héjú, a tengervíz nyomásának, illetve mozgatásának jobban ellenálló taxonjai dominálnak, és sekély vízi környezetet jeleznek.

Ez a Foraminifera-együttes felső-liász kort jelez, és igen hasonló az Odvas-bükk toarci kort mutató együtteséhez. Az ahhoz hasonló megfontolások alapján e kort a kőzet valódi korának foghatjuk fel.



8. ábra. A siroki Várhegy környékének földtani térképe SCHRÉTER Z. (1952) nyomán

1. Alluvium (holocén) 2. harmad- és negyedidőszaki képződmények. — Mónosbél–Szarvaskő típusú takarók: 3. allodapikus mészkő (odvasbükki szint, felső-liász). 4. mészkőlelencsés agyagpala (liász–dogger?). — Darnó–Melléte sorozat: 5. vörös radiolarit (ladini), 6. pillow láva (ladini). — 7. Mintavételi hely

Fig. 8. Geological map of the Sirok Várhegy region after Z. SCHRÉTER (1952)

1. Holocene alluvial sediments, 2. other Tertiary and Quaternary rocks. — Szarvaskő–Mónosbél type nappes: 3. allodapic limestone banks (Odvasbükk horizon. Upper Liassic). 4. shale with limestone lenses (Liassic–Dogger?). — The Darnó–Melléte (Meliata) series: 5. red radiolarite (Ladinian), 6. pillow lava (Ladinian). — 7. Sampling point

Értékelés

Rétegtani következtetések és szerkezeti következményeik

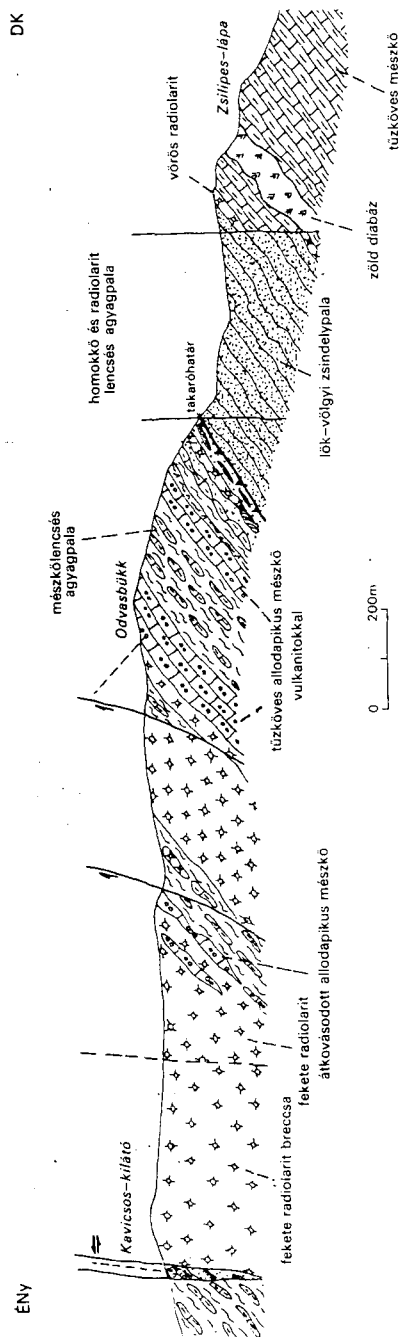
Az 1. és 9. ábrán látható, hogy a faunavizsgálat által kapott korok igen jó összhangban vannak a részben litosztratigráfiai alapon álló térképezési eredményekkel (CSONTOS 1988), részben a korábbi őslénytani leletekkel. A most előkerült ősmaradványok a szarvaskő—mónosbéli takarók üledékeiből származnak. Ez az összlet a térképezés és a 9. ábra tanúsága szerint a bükki autochton rétegsora felett helyezkedik el.

Az oldal-völgyi térség rétegsora szinte csak átülepített kőzetekből áll. Az agyagpala alapanyagában homokkölencsüket, -padokat, majd különböző mészkölencsüket és -padokat találunk. A mozaikokból összerakható rétegsorban több helyütt, de különösen a tetején és az alján gyakoriak a fekete radiolaritból álló kavicsok, tömbök, esetleg rétegek (4. ábra).

Az allodapikus ooidos, extraklasztos mészkőpadokból korábban és most kapott korok csak bizonyos megfontolások után értelmezhetők valós korokként. Ilyen megfontolásokat már bemutattunk az adott esetekben, az eredeti sekélytengeri mészkövek diagenezisét és a megfigyelt szöveti jellemzőket hívva segítségül. Figyelmet érdemel az a tény is, hogy az átülepített iszapok döntően platóperemi helyzetűek és fáciesűek voltak, tehát a sekélytengeri környezet ellenére is megvolt a mélytengeri üledékgyűjtőbe történő gyors átülededés esélye. Amikor a bezáró és az átülededett kőzetek kora közt nagy a különbség, akkor mindig kőzetként áthalmozott tömbökről van szó, s ezek nem is platóperemi fáciesűek. A kép nem ilyen egyértelmű a Jómárci-kő környékén, ahol az iszapállapotban keveredett jelleg és a platóperemi eredeti fácies ellenére a mészkövek valószínűleg olisztolitiként halmozódtak át.

Az allodapikus padokból kapott korok azt bizonyítják, hogy ezek több időben, több rétegtani egységben fordulnak elő a rétegsorban. A nagy területen szétszórta levő lelőhelyeken, formációnként azonos korok is a fenti érvelés használhatóságát támasztják alá. Az alsó, az *odvas-bükki* egységben igen dús vulkáni törmelék, sőt tufák halmozódhatnak át. Az egység kora felső-liász. Ezt a rétegtani szintet találjuk az Odvas-bükk erdészeti újtának bevágásaiban, a síroki Várhegy kőfejtőjében és talán a Köves-tető környékén, a Napsugárháztól É-ra. Gyérebben a felső litosztratigráfiai egység is tartalmaz vulkanit törmeléket, de áthalmozott tufát nem. A *bükkzsérci* formáció ooidos, fekete tűzköves mészkövei vastagabb, egybefüggő sorozatot alkotnak, s karbonátos elegyrészek mellett gyakori az agyagpala-törmelék. Kora — több mint egybehangzó tanúsága szerint — felső-dogger—alsó-malm. Ebbe a rétegtani egységbe tartozik a Hódos—Borzlyuk-tető—Ibolyás-tető—Odvas-bükk-tető, a Mákszem, és a Szarba-oldal vonulatai, valamint a Mónosbél 1. és 2. sz. fúrások által feltárt összletek (lásd még BÉRCZINÉ—PELIKÁN 1984). Az erre a formációra következő fekete kovapala korára csak közvetett adataink vannak. A radiolaritkavicsok dogger, a mészkő olisztolit korszaki kort adott (4. ábra).

A Köves-tető környékén és az Odvas-bükk lejtőjén korproblémával állunk szemben, hiszen az átülepített rétegsort körben és alulról zsindelepala veszi körül (6., 9., 10. ábrák). A Lök-völgyben és a Hór-völgyben ez a zsindelepala folyamatosan fejlődik ki a felső-dogger—alsó-malm korú vörös radiolaritból (KOZUR in NÉMETH 1984; CSONTOS 1988; CSONTOS—DOSZTÁLY—PELIKÁN 1991), tehát kora malm vagy annál fiatalabb. A Köves-tető környékének legidősebb kora pedig dogger, legfeljebb dogger—malm-határ lehet. A korprobléma legegyszerűbb feloldása az, hogy a Köves-tető környéki összlet takaróként települ a lök-völgyi felett. Kőzettani összetétele alapján a köves-tetői együttes a szarvaskő—mónosbéli takarókhoz tartozik. Az Odvas-bükk hasonló összetételének legidősebb tagja még idősebb: felső-liász korú. Itt tehát a korinverzió még kifejezettebb. A megoldás az elő-



9. ábra. Földtani szelvény az Odvas-bükön át

Kor-inverzió áll fenn az idősebb felső és a fiatalabb alsó ősszellet közt.

Ennek megoldása: a felső ősszellet takaróként nyugszik az alsón

Fig. 9. Geological profile of the Odvas-bükk region

There is an anomalous superposition of older upper and lower younger series.

The problem is resolved if the upper unit is a nappe (Szarvaskő—Mónosbél nappe) on the Bükk parautochthonous

zőhöz hasonlóan a felső egység takaróvá minősítése. A Foraminifera-leletek tehát két helyen lehetővé teszik a takarók rétegtani alapú bizonyítását és elkülönítését az alsó rétegösszlettől.

A Szarvaskő—Mónosbél típusú takarók eredési helye

Korábbi szerzők döntő többsége a szarvaskő—mónosbéli összletet a mellétei összletbe sorolta. Mivel a mellétei takaró, illetve óceán eredeti helyét (mai koordináták szerint) a Bükkből É-ra és az aggtelek—szilicei egységtől D-re valószínűsítették (KOVÁCS S. 1984), ezért a szarvaskői bázisos magmás kőzeteket is északról eredeztették (GRILL et al. 1984, BALLA 1987).

A mellétei és a szarvaskő—mónosbéli összletek összefüggéseire vonatkozóan azonban inkább csak földtani megfontolások és nem tények állnak rendelkezésünkre. Mindkét egység rétegsora bizonytalan, biosztratigráfiailag csak gyéren alátámasztott. A homályosan körvonalazott mellétei összlet fő jellemzője a triász óceáni rétegsor, s csak bizonytalan elemei nyúlnak a juráig. A szarvaskői összletből pedig csak jura korokat ismerünk (a biztosan közötté vált törmelékként áthalmozott és így nem mérvadó anisusi és karni korok mellett; lásd még KOZUR—MOCK 1979). Ily módon a két-sorozat átfedése minimális. A mindkét rétegsorban jelen levő bázisos magmatitok kora és kemizmusa jelentősen eltér (RÉTI 1986, ÁRVÁNY SÓ S. E. et al. 1989; KUBOVICS et al. in press), s ez sem erősíti az egy sorozatba tartozást. Igaz azonban, hogy geodinamikai szempontból sokkal egyszerűbb volna egyetlen óceánt és egyetlen üledékgyűjtőt feltételezni a kérdéses térségben a triász—jura során. A mostani Foraminifera-leletek lehetővé teszik a kérdés pontosítását.

A szarvaskő—mónosbéli egységek származásának szempontjából döntő fontosságú a rétegsor törmelékanyagának forrása. Erre eddig vajmi kevés támpont volt.

A szarvaskő—mónosbéli takarók most megismert két eleme erőteljes bódvai kapcsolatokra utal. A Jómarci-kő hierlatz típusú, platóperemi fáciesű legalsó jurája és a Hosszú-bérc olisztolitja, a hasadékkitöltéses steinalmi mészkő mind megtalálható a szilicei—bódvai sorozatban.

Az odvas-bükki és a bükkszérci mészkövek áthalmozott vulkanittartalma rokon helyzetet mutat a rudabányai Telekes-oldal vulkanitjaival, melyek jura korúak. A vulkáni törmelék kora a Bükkben ez ideig nem tisztázott. Az ezzel a törmelékkel együtt előforduló Foraminifera azonban jura kort valószínűsítenek. A rudabányai—bódvai jurában meglevő riolit intrúzióhoz (GRILL 1987; MÁTHÉ 1987) kapcsolódó vulkanizmus szolgáltathatta a vulkanit törmelékét a szarvaskő—mónosbéli, és a telekes-oldali sorozatokba. Ezek a tények arra utalhatnak, hogy a szarvaskő—mónosbéli takarók és a telekes-oldali sorozatok lehoradási területe részben a bódvai típusú rétegsorok lehettek, amely közelében a jurában szigetív jellegű vulkanizmus zajlott (KUBOVICS et al. in press).

A Telekes-oldal sorozatának a rudabányai—bódvai takaróhoz fűződő kapcsolata nem világos. GRILL (1987) szerint a kettő közt üledékfolytonosság van, de egyes jegyek, mint pl. a telekes-oldali feltárások átbuktatott helyzete, palás mivolta, vagy a szarvaskői litosztratigráfiai egységek jelenléte a Telekes-oldalon, inkább arra utalnak, hogy a telekes-oldali sorozat is takaróként települ a rudabányai triázon és jurán. Valószínű tehát, hogy a Telekes-oldal sorozata is a szarvaskő—mónosbéli takarókhöz tartozik.

A szarvaskői egységeknek a bükki parautochton jurájához fűződő szoros viszonya is valószínű. A két rétegsor azonos geodinamikai környezetben, flismedencében üledett, de míg a szarvaskői üledékek közel voltak a törmelékforráshoz (legyen az sziliciklasztos vagy karbonátos), addig a bükki parautochton palái távolabb helyezkedtek el a törmelék-kúptól. Közös elem mindkét rétegsorban a fekete, azonos korú radiolarit breccsa (Cson-

ros—DOSZTÁLY—PELIKÁN 1991) és a Nagy-Ökrös útfeltárásában a triász tűzköves mészkő és a jura radiolarit közt talált, valamint a Köves-tetői takaróroncsban levő hierlatz típusú mészkő olisztolitok. A szarvaskői takarók fiatal rétegeiben igen gyakoriak a karni, ill. nóri korúnak (KOZUR—MOCK 1977; KOVÁCS S., szóbeli közlés) határozott, szürke, mikrites, tűzköves mészkő olisztolitok, melyek nagy területen fordulnak elő a bükki parautochtonban.

A dinári kapcsolatokra utalhat a Foraminiferákkal igazolt jura ooidos platformmészkő jelenléte a szarvaskői takaró kőzeteiben. Ezek a platók a közeli ausztroalpi területeken hiányoznak, s lehet, hogy eróziós folyamatok miatt, de a bükki parautochtonban sincsenek meg. Nagy vastagságban előfordulnak azonban a Dinaridákban. Átülepített ooidos mészkövek jelen vannak még a Tirolikum egy Salzburg környéki zónájában (Barmstein mészkő, STEIGER 1981), valamint a bellunói Szlovén-árokban (MARTINIS—FONTANA 1968).

Összefoglalás

A most előkerült és meghatározott Foraminifera-leletek jól kiegészítik a Szarvaskő—Mónosbél típusú takarók rétegsoráról szerzett ismereteinket. A minden bizonnyal iszap állapotban átülepedett mészkövek közül két formáció látszik datálhatónak: az odvasbükki vulkanitos feltárás egysége felső-liász, a bükkzsérci ooidos mészkő egysége felső-dogger—alsó-malm korúnak tűnik. Ezek a mészkövek eredetileg mind sekélytengeri, platóperemi fáciesűek voltak, könnyen áthalmozódhattak a mélytengeri üledékgyűjtőbe.

Részben ezeknek, részben a szintén most leírt, kőzettömbként áthalmozódott, idősebb korú olisztolitoknak az összetétele alapján az egyik származási terület a bódvai sorozat lehetett. Feltehetően a még ismeretlen (de valószínűleg a Dinaridákban meglevő) másik származási terület szolgáltathatta az ooidos és a szürke, medencefáciesű mészköveket, ill. a terigrén törmeléket a szarvaskői üledékgyűjtőbe. Feltehető továbbá, hogy a szarvaskői és a bükki autochton összletek azonos medencében üledtek.

IRODALOM – REFERENCES

- ÁRVÁNY SÓS E.—BALOGH KADOSA—RAVASZNÉ BARANYAI L.—RAVASZ Cs. 1986: Magyarországi mezozoos magmás kőzetek K/Ar kora. — Földt. Int. Évi Jel. 1985-ről: 295—307.
- BALLA Z. 1987: A Bükk hegység mezozoos tektonikája és kapcsolatai a Nyugati-Kárpátokhoz és a Dinaridákhoz. — Általános Földtani Szemle, 22.: 13—54.
- BALOGH K. 1964: A Bükk hegység földtani felépítése. — Földt. Int. Évk. 48. (2).
- 1981: Correlation of the Hungarian Triassic. — Acta Geologica Hungarica, 24.(1): 3—48.
- BÉRCZINÉ MAKK A.—PELIKÁN P. 1984: Jura képződmények a Bükk hegységből. — Földt. Int. Évi Jel. 1982-ről: 137—167.
- CSONTOS L. 1988: Étude géologique d'une portion des Carpathes Internes: le massif du Bükk. — Thèse de 3ème cycle, Univ. Lille I. 250, kézirat.
- FODOR L. 1988: Többfázisú redőképződés a Bükk hegységi Nagy-Ökrös környékén. — Földt. Közl. 118.: 147—162.
- GRILL J. 1988: A Rudabányai-hegység jura formációi. — Földt. Int. Évi Jel. 1986-ról: 67—85.
- GRILL J.—KOVÁCS S.—LESS GY.—RÉTI ZS.—ROTH L.—SZENTPÉTERI I. 1984: Az Aggtelek—Rudabányai-hegység földtani felépítése és fejlődéstörténete. — Földtani Kutatás 27. (4): 49—56.
- GRILL J.—KOZUR H. 1986: The first evidence of the Unuma echinatus radiolarian zone in the Rudabánya Mts. (Northern Hungary). — Geol.—Paleont. Mitt. Innsbruck 13. (11): 293—275.
- KOVÁCS S. 1984: North Hungarian facies types. A review. — Acta Geologica Hungarica, 27. (3—4): 251—264.

- KOZUR H. 1984: New biostratigraphical data from the Bükk, Uppony and Mecsek Mountains and their tectonic implications. — *Acta Geologica Hungarica*, 27.(3–4):307–319.
- KOZUR H.—MOCK R. 1977: Conodonts and Holothurian sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk Mountains (North Hungary). — *Acta Miner. Petr. Szeged*, 23.(1):109–126.
- KUBOVICS I.—SZABÓ Cs.—HARANGI Sz.—JÓZSA S. (in press): Petrology and petrochemistry of Mesozoic magmatic suites in Hungary — *Acta Geodaet., Geophys. et Montan. Hungar., Sopron*.
- MARTINIS B.—FONTANA M. 1968: Ricerche sui calcari oolitici giurassici del Bellunese. — *Riv. Ital. Paleont.* 74.(4):1177–1230. Milano.
- MÁTHÉ Z. 1986: A Rudabányai-hegységben található riolitok közettani és nyomelem vizsgálata. — Szakdolgozat, ELTE TTK, kézirat.
- NÉMETH A. 1984: Az Oldal-völgy és az Alsó-Vaskapu környékének geológiája. — Szakdolgozat, ELTE TTK, Kézirat. Budapest.
- RÉTI Zs. 1985: Triassic ophiolite fragments in an evaporitic melange, N. Hungary. — *Ophiolite*, 10.(2–3):411–422.
- RIEDEL P.—SENOVBARI-DARIAN B.—KOVÁCS S.—PELIKÁN P. 1988: A bánya-hegyi zátonymészkkő (Bükk hegység) kora. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1986-ról: 106–115.
- SCHRÉTER Z. 1952: A Mátrától északkeletre eső dombvidék földtani viszonyai. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1948-ról: 111–118.
- STEIGER T. 1981: Upper Jurassic limestone turbidites from the Northern Calcareous Alps (Barmstein Limestones, Salzburg, Austria). — *Facies* 4.:215–348.
- SZAKMÁNY Gy.—MÁTHÉ Z.—RÉTI Zs. (in press): The position and petrochemistry of the rhyolite in the Rudabánya mts. (NE Hungary). — *Acta Miner. Petr. Szeged*.

CONTRIBUTIONS TO FORAMINIFERAL FOSSILS FROM THE S PART OF THE BÜKK MTS

L. CSONTOS*—A. BÉRCZI-MAKK**—F. THIEBAULT***

*Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, Múzeum krt. 4/a
H-1088

**Szénhidrogén Kutató és Fejlesztő Intézet, Százhalombatta, Pf. 32.
H-2443

***Univ. de Lille, Labo. geol. dyn. et sed., Cité Scientifique
Bat. SN5 Villeneuve d'Ascq
F-59650 France

UDC: 563.12(234.373.4)

Key-words: Foraminifers, faunal list, biostratigraphy, structural geology, Jurassic, Bükk Mts (Hungary)

We have investigated samples from the Southern Bükk mountains and from the adjacent areas. Six groups of samples have yielded foraminifers of various ages. All the enclosing limestones are more or less deformed and slightly recrystallized. The productive samples come from the previously determined (Csonotos 1988) Mónosbél—Szarvaskő type nape series.

Two groups of samples (1 and 6) have foraminifers indicating Late Liassic age. The fossiliferous limestones are allodapic and they form banks in an olistostrome-bearing dark shale of deep-marine origin. They contain large amounts of shallow-marine platform-edge elements like ooids and graded volcanic debris. The foraminifers also indicate the shallow-marine, well-agitated environment. The resedimented elements are not rock fragments, but

individual grains. Since lithification in the oolitic limestones is rather quick, the resedimentation is supposed to have taken place before diagenesis. This also means, that the age given by the fossils indicates the real age of the allodapic banks.

Two other groups of samples (2 and 5) come from thicker, cherty allodapic limestones. Both have yielded foraminifers indicating Late Dogger—Early Malmian age. Once again, the limestone level is surrounded by deep sea sediments, but contains shallow-water carbonate elements. The foraminifers also indicate the shelf-edge shoal bank environment. This level has been tested previously (BÉRCZINÉ and PELIKÁN, 1984) and at all sampling points gave the same age interval as now. The same kind of reasoning on its real age as before goes for this limestone level, too. Thus we have found a second resedimentation period of ooidic shoals, during the turning of Middle and Late Jurassic.

The remaining two groups of samples are derived from olistoliths. One (3) is a whitish limestone block with red neptunian dykes, sitting amidst black radiolarite scree. Probably even the radiolarite is a resedimented breccia, too. The age of the radiolarite is at least Dogger (KOZUR 1984), most probably younger (CSONTOS—DOSZTÁLY—PELIKÁN this volume). The foraminifers indicate a shallow intra-platform lagoonal environment of Anisian age (Middle Triassic). Lithological analogies suggest that the block is an equivalent of the Steinalm limestone.

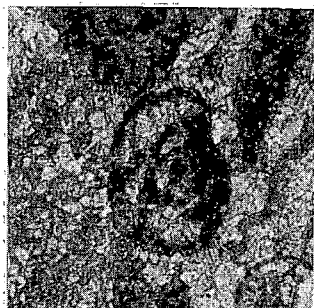
The other olistoliths are composed of micritic, variegated limestones with crinoidal fragments and other biogenic elements. The large amount of well preserved forams indicates Early Liassic age. The olistoliths are surrounded by black shales with limestone and quartzite lenses, and are found in the vicinity of Szarvaskő-type mafic intrusions. Radiolarite lenses from the same suite indicate an age of Middle Jurassic or younger (CSONTOS—DOSZTÁLY—PELIKÁN this volume) for the host sediments. The foraminifers found in the olistoliths are common in the Hierlatz-type limestones in the Alpine region.

The foraminifers described in this work have two important messages. They indicate two resedimented horizons in the otherwise undated shaley suite: the first being of Late Liassic, the second being of Early Malmian age. They can also delineate the territories feeding the Szarvaskő—Mónosbél basin. The large amount of detritic material must have come from a land with metamorphic and/or detritic series. The quickly redeposited oolitic allodapic beds point to a shallow carbonate bank, functioning as a marine source area for the basin below. Finally, the strange olistoliths like the Middle Triassic Steinalm Limestone, the Lower Liassic Hierlatz Limestone, the Middle Jurassic black radiolarite and Jurassic volcanic fragments may have come from the Bódva Unit of the Rudabánya Mts of N Hungary or its stratigraphic equivalent in the Dinarides. These source terranes may help us to find the Jurassic position of the Szarvaskő basin in its original place in the Dinarides.

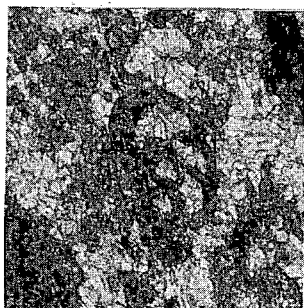
I. tábla — Plate I

Hosszú-bérc 2135. sz. minta (anisusi)

1. *Endothyra badouxi* ZANINETTI—BRÖNNIMANN 40 ×
2. *Endothyra badouxi* ZANINETTI—BRÖNNIMANN 40 ×
3. *Endothyranella wirzi* (KOEHN—ZANINETTI) 40 ×
4. *Diploremina astrofimbriata* KRISTAN—TOLLMANN 90 ×
5. *Ammobaculites* sp. 40 ×
6. *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY—DEVIDÉ—PANTIČ 40 ×
7. *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY—DEVIDÉ—PANTIČ 40 ×
8. *Earlandinita* cf. *soussi* SALAJ 40 ×
9. *Physoporella* sp. 20 ×



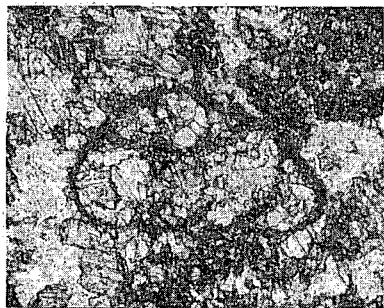
1



2



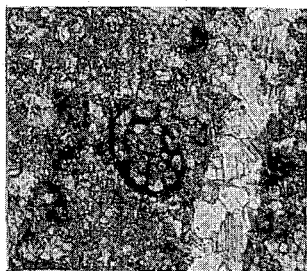
3



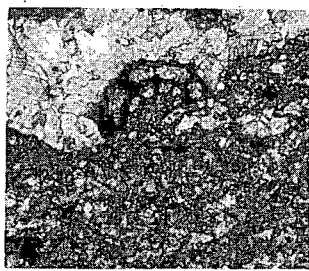
4



5



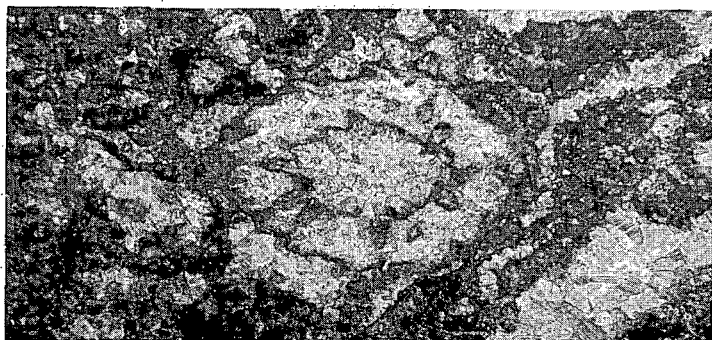
6



7



8



9

II. tábla — Plate II

Ibolyás-tető 2231. sz. minta (dogger—malm)

- 1—5. *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK 90 ×
6. *Trocholina conica* (SCHLUMBERGER) 40 ×
7. *Lenticulina* sp. 90 ×
8. *Agathammina* sp. 90 ×



1



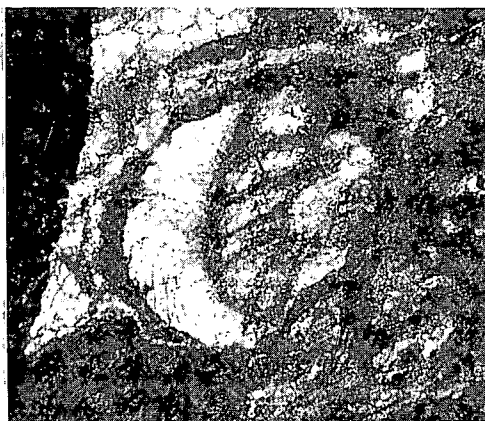
2



3



4



5



6



7



8

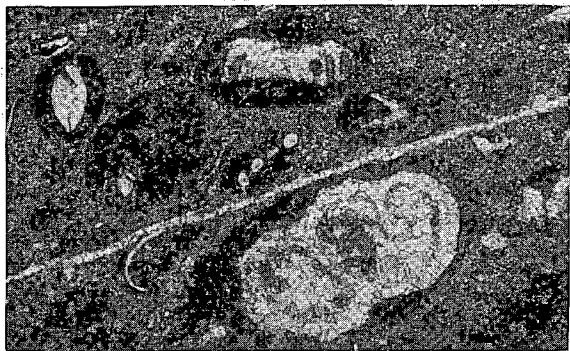
III. tábla — Plate III

Jómarci-kő 763. sz. minta (szinémuri—pliensbachi)

1. „*Semiinvoluta*” sp. és *Trocholina umbo* FRENTZEN 40 ×
2. „*Semiinvoluta*” sp. 40 ×
3. *Involutina liassica* (JONES) és *Dentalina* sp. 40 ×
4. *Involutina liassica* (JONES) 40 ×
5. *Lenticulina* sp. 40 ×
6. *Nodosaria* sp. 40 ×
7. *Involutina liassica* (JONES) 40 ×
8. *Involutina liassica* (JONES) és *Lenticulina* sp. 40 ×



1



2



4



5



6



7



8

IV. tábla — Plate IV

Jómarci-kő 109. sz. minta (szinémuri—pliensbachi)

1. *Involutina farinacciae* BRÖNNIMANN 40 ×
2. *Involutina farinacciae* BRÖNNIMANN 40 ×
3. *Cylindrotrocholina* sp. 40 ×
4. *Involutina liassica* (JONES) 40 ×
5. „*Semiinvoluta*” sp. 40 ×
6. *Cylindrotrocholina* sp., *Involutina liassica* (JONES) és *Ophthalmidium leischneri* (KRISTAN—TOLLMANN) 40 ×
7. *Trocholina turris* FRENTZEN 40 ×



1



2



3



4



5



6



7

V. tábla — Plate V

Jómarci-kő 109. sz. minta (szinémuri—pliensbachi)

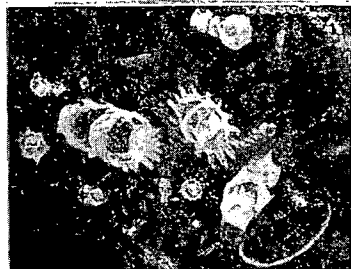
1. *Textularia* sp. 40 ×
2. *Nodosaria* sp. és *Astacolus* sp. 40 ×
3. *Nodosaria metensis* TERQUEM 40 ×
4. *Nodosaria metensis* TERQUEM 40 ×
5. *Nodosariidae* sp. 40 ×
6. *Lenticulina* sp. 40 ×
7. *Nodosaria* sp. 40 ×
8. *Nodosariidae* sp. 40 ×
9. *Nodosaria* cf. *claviformis* TERQUEM 40 ×



1



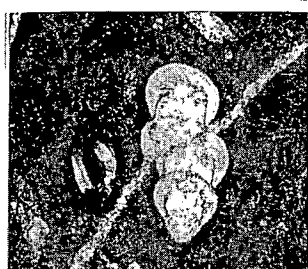
2



3



4



5



6



7



8



9

VI. tábla — Plate VI

Sírok, várhegyi kőfejtő H-128. sz., és Odvas-bükk H-90. sz. minta (toarci?)

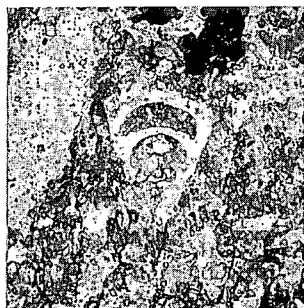
1. *Nodosaria* cf. *nitidana* BRAND 90 ×
H-128. sz. minta
2. *Nodosaria* cf. *oviformis* (TERQUEM) 90 ×
H-128. sz. minta
3. *Nodosariidae* sp. 90 ×
H-128. sz. minta
4. *Foraminifera* indet. sp. 40 ×
H-128. sz. minta
5. *Nodosariidae* sp. 40 ×
H-90. sz. minta
6. *Lenticulina* sp. 40 ×
H-128. sz. minta



1



2



3



4



5



6

A BÜKK FELSZŐ-OLIGOCÉN NAGY FORAMINIFERÁI

LESS GYÖRGY

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 563.12:551.762.5(234.373.4)

T á r g y s z a v a k : Foraminifera, Nummulitidae, Orbitoidacea, Miogypsinidae, Heterostegina, Lepidocyclus, új taxon, biometria, vizsgálati módszerek, taxonómia, biosztratigráfia, paleoökológia, oligocén, katti, egri, Bükk hegység

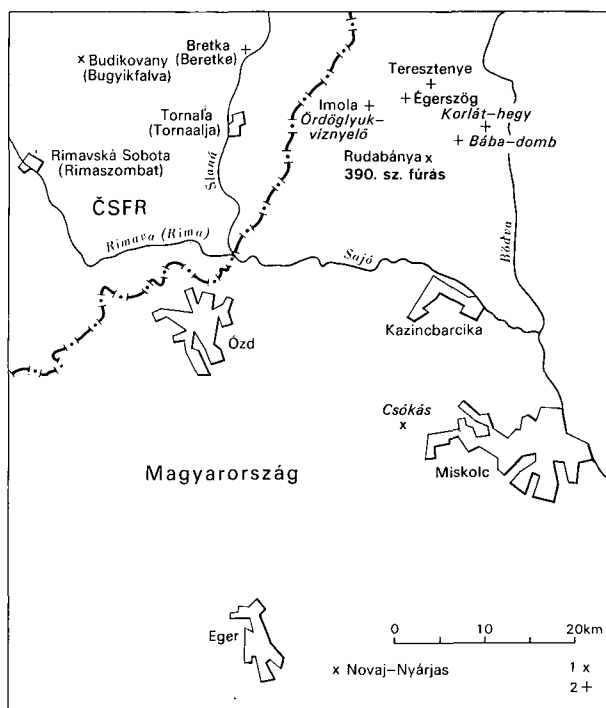
A cikk a Bükk két felszíni felső-oligocén nagy foraminiferás előfordulásával foglalkozik. A már ismert novaji Nyárjas-tető mellett, a Miskolctól Ny-ra lévő (korábban felső-eocénnek tartott) csókási előfordulást részletesebben ismertetjük. Itt a Nyárjas-tetővel ellentétben a felső-oligocén transzgresszív helyzetű.

Mindkét lelőhelyen gazdag, kiváló megtartású nagy Foraminifera-együttes található. Az egyes taxonokat biometriai vizsgálatoknak vetettük alá, és statisztikailag kiértékeltek. A mindkét lelőhelyen megtalálható fajok között egy új is akadt: a *Nummulites kecskeméti* n. sp., melynek leírása mellett valószínűsítettük felső-katti szintjelző szerepét is. A további közös fajok: *Planoperulina complanata* (DEFRANCE), *P. heterostegina* (SILVESTRI), *Heterostegina assilinoidea* BLANCKENHORN emend. HENSON, *Lepidocyclus* (*Eulepidina*) *dilatata* (MICHELOTTI) és *L. (Nephrolepidina) morgani* LEMOINE et R. DOUVILLÉ, míg a *Miogypsina* (*M.*) *septentrionalis* DROOGER csak Novajon fordul elő.

Mindkét nagy Foraminifera-együttes a katti felső részét jelzi, ezen belül a csókási fauna valamivel idősebb. A Középső-Paratethys emeletbeosztásában a novaji fauna definitíven egri korú, míg a csókási fauna csak feltételezen helyezhető az egri bázisára.

A transzgresszív rétegsorban való előfordulás dacára a csókási együttes valamivel nagyobb vízmélységet jelez a novajinál. A csókási rétegsor leülepedését hirtelen (ingresszív módon) előtört kúpkarszt mélyedésében képzeljük el.

Felső-oligocén nagy Foraminifera-lelőhelyeket mind ez ideig a Bükknek csak a déli szegélyéről ismertünk. A legismertebb a novaji Nyárjas-tető (1. ábra), ahonnan DROOGER C. W. (1961) *Miogypsina septentrionalis* DROOGER-t, *Lepidocyclus morgani* LEM. et R. DOUV.-t és *L. dilatata* (MICH.)-t; KECSKEMÉTI T. (in BÁLDI T. et al. 1961) *Lepidocyclus* (*Nephrolepidina*) *touroueri* LEM. et R. DOUV.-t, *L. (Eulepidina) dilatata* (MICH.)-t. *L. (E.) raulini* LEM. et R. DOUV.-t és *L. (E.) hungarica* KECSKEMÉTI-t, PAPP A. (1975) pedig *Operulina complanata* (DEFR.)-t, *Heterostegina* sp. PAPP-ot, *Lepidocyclus* (*Eulepidina*) *dilatata* (MICH.)-t, *L. (Nephrolepidina) morgani* LEM. et R. DOUV.-t, *Miogypsina* (*Miogypsinoides*) *formosensis* YABE et HANZ.-t és *M. (Miogypsina) septentrionalis* DROOGER-t ismertetett.



1. ábra. Észak-Magyarország és Dél-Szlovákia felső-oligocén—alsó-miocén nagy foraminiferás lelőhelyei

1. Felső-oligocén lelőhelyek, 2. alsó-miocén lelőhelyek

Fig. 1. Localities with Late Oligocene—Early Miocene larger foraminifers in North Hungary and South Slovakia

1. Upper Oligocene finds, 2. Lower Miocene finds

A novaji Nyárjas-tető árkanak földtani szelvényét BÁLDI-BEKE M.—BÁLDI T. (1974) és BÁLDI T. (1975) ismertették (2. ábra). Vezetésükkel 1986-ban nagy Foraminifera-vizsgálati céllal két mintát vettünk az árokból, egyet a lithothamniumos mészkőpad alatti olajzöld lepidocyclinás márgából (NL minta), egyet pedig a mészkőpad fölötti sárga, glaukonitos, aleuritos márgából, ahonnan a Lepidocyclinákon kívül Miogypsinák, Operculinák és Heterosteginák is ismeretesek (NM minta).

A már ismert anyag újrvizsgálatára két okból volt szükség. Egyrészt az utóbbi években (DROOGER, C. W. 1963; VAN GORSEL, J. T. 1975; DE MULDER, E. F. J. 1975; LESS Gy. 1987) bebizonyosodott, hogy rétegtani eredményeket csak úgy várhatunk a nagy Foraminiferáktól, ha azokat biometria vizsgálatoknak vetjük alá. A novaji Nyárjas-tetőről ilyen szempontból eddig csak a Miogypsinákat vizsgálták (DROOGER, C. W. 1961).

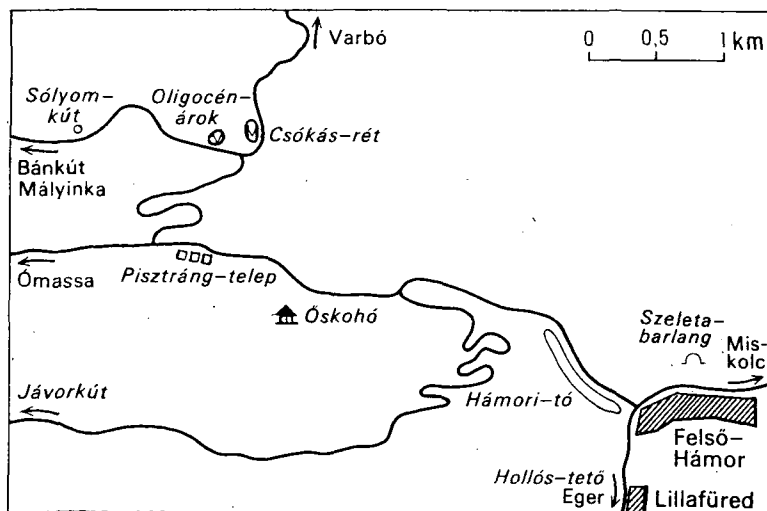
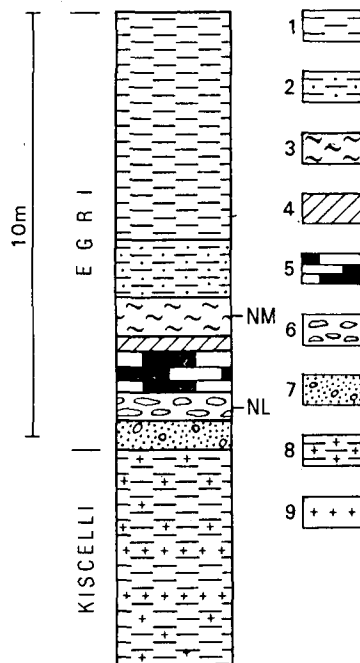
A másik ok az volt, hogy 1986 tavaszán eddig ismeretlen felső-oligocén nagy Foraminifera-lelőhelyet találtunk, melynek vizsgálatához összehasonlító anyagra volt szükségünk. Az új felső-oligocén lelőhely a Bükk É-i részén, 490 m tsz. f. magasságban fekszik, a Kisfennsík csókási részén, Miskolctól NyÉNy 10–15 km-re, az újmassai Óskohótól ÉNy 1,5 km-re (3. ábra). JÁMBOR Á. fedezte fel 1956. évi kis-fennsíki térképezése során, és a feltöltött térképén (1959) alsó-miocén bázisképződménynek jelöli. BALOGH K. (1964) földtani térképén és a szöveges részben (p. 455) a lelőhelyet felső-eocénnek minősítette át.

2. ábra. A novaji Nyárjas-tető szelvényének rétegoszlopa
BÁLDI T. (1975) alapján

1. Molluscás agyag, 2. agyagos, glaukonitis finom homokkő, 3. sárga, tufás, glaukonitis, aleuritos márga, 4. lepidocyclinás mészkő, 5. lithothamniumos mészkő, 6. olajzöld lepidocyclinás márga, 7. glaukonitis durva homokkő, 8. tufás agyag (Kiscelli Agyag), 9. tufa közbetelepülés; NL, NM=mintavételi helyek

Fig. 2. Stratigraphical column of the Novaj-Nyárjas-tető outcrop after BÁLDI (1975)

1. Clay with molluscan remains; 2. clayey, glauconitic fine sandstone; 3. yellow, tuffaceous, glauconitic, silty marl; 4. Limestone with *Lepidocyclines*; 5. Limestone with *Lithothamnium*; 6. olive-green marl with *Lepidocyclines*; 7. glauconitic coarse sandstone; 8. tuffaceous clay (Kiscell clay) 9. tuff intercalation, NL, NM=sampling points



3. ábra. A csókási oligocén nagy Foraminifera lelőhely helyszínrajza

Fig. 3. Sketch map of the Csókás locality of Oligocene larger forams

PELIKÁN PÁL 1982-ben árkot ásott a lelőhely képződményeinek jobb megismerésére*. E mesterséges feltárából 1986 tavaszán 4 szóránymintát vettünk (C 1–4). Ezek közül a C 2–4-es minták tartalmaztak nagy Foraminiferákat. A C 3–4-es minták anyaga olyan jó megtartású volt, hogy biometriai vizsgálatokra is alkalmasnak bizonyult.

A nagy Foraminiferák alapján a lelőhely felső-eocén korát egyértelműen ki lehetett zárni. A *Lepidocyclinák* — különösen a *L. (Nephrolepidina) morgani* — az oligocén tetejét, esetleg a miocén legalját jelezték. Ezt megerősítették BÁLDINÉ BEKE M. és NAGYMAROSY A. nannoplankton-vizsgálatai, akik a C 3-as mintából *Reticulofenestra bisecta* (HAY et al.), *R. clathrata* MÜLLER, *R. hesslandi* (HAQ), *R. lockeri* MÜLLER, *R. ornata* MÜLLER, *Cyclicarolithus abisectus* (MÜLLER), *C. floridanus* (ROTH et HAY), *Helicopontosphaera euphratis* HAQ, *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER), *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) alakokat határoztak meg. Szerintük a nannoplankton-együttes az NP 24–25 zónát, tehát az oligocén felső részét jelzi.

Az árok újbóli kitisztítására 1987 szeptemberében került sor, s szelvényét akkor vettük fel.

A csókási felső-oligocén előfordulási területe (4. ábra) nagyobb a JÁMBOR Á. (1959) és BALOGH K. (1964) által jelzetténél. Ennek oka az, hogy a rétegsorba tartozó, felső-triász, kis-fennsík mészkölasztokat tartalmazó, oligocén kötőanyagú konglomerátumokat ők a Kisfennsík Mészko tektonikus breccsájának térképezték. A két képződmény kétségkívül hasonló, a rögtön azonosítható nagy Foraminifera-tartalmú képződmények elterjedése rendkívül csekély. Térképezésünk során JÁMBOR Á. lelőhelyén kívül még a csókási réten találtunk néhány nagy Foraminifera-tartalmú tömböt törmelékben. Épp a biztosan felismerhető terciér rendkívül kicsiny elterjedése miatt JÁMBOR Á. térképezési teljesítése (már-mint hogy egyáltalán megtalálta a lelőhelyet) igencsak tiszteletreméltó.

Az árokban (5. ábra) az oligocén képződmények felső-triász, világosszürke, közép-kristályos, helyenként oolitsomós ún. Kisfennsík Mészko-re települnek szögdiszkordanciával. A határfelület enyhén hullámos, dőlése kb. 210/30° (kb. ez a dőlés jellemző az egész oligocén szelvényre). A Kisfennsík Mészko-ban sem fúrókagylónyomok, sem hasadékköltések nem találhatók.

Az oligocént az alábbi képződmények képviselik (a határok mindenütt üledékesek):

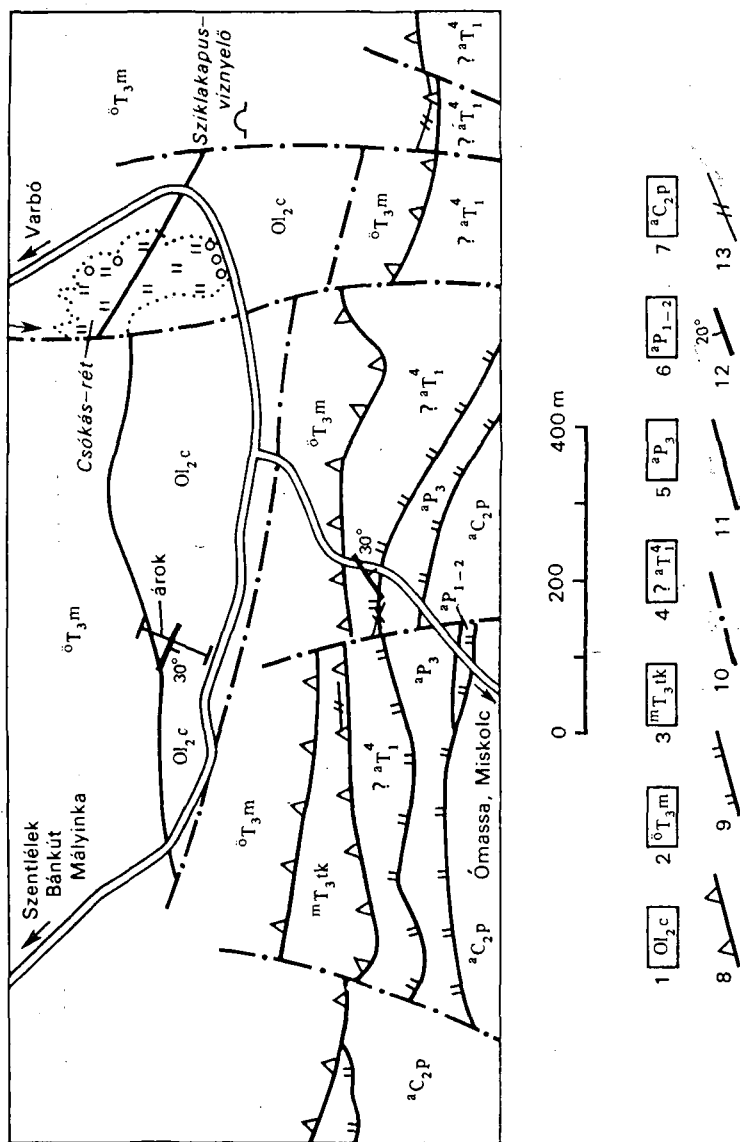
1. Laza, zöldessárga, glaukonitos, *lithothamniumos márga*. Max. 0,5 cm-es, rosszul koptatott Kisfennsík Mészko-törmelék-tartalmaz. Vastagsága kb. 2,5 m. Innen származik a C 1-es minta.

2. Keményebb, dúsabban *lithothamniumos*, glaukonitos márga. Biotitpikkelyekben dús. A pikkelyek frissek, 1–2 mm nagyságúak. Gyéren max. 0,5 cm-es, rosszul koptatott kvarckavicsokat tartalmaz. Vastagsága kb. 2,8 m.

3. Világos sárgászöld, laza, glaukonitos, *lepidocyclinás márga*. Az *Eulepidinák* dominálnak. 1–2 cm-es limonitkonkréciókat tartalmaz. Vastagsága kb. 4 m, az alsó 1,5 m. *Lepidocyclinák*ban dús. Innen származik a C 2-es minta. A felső 2,5 m-ben már csak gyéren vannak *Lepidocyclinák*.

4. Friss biotitos, dácittufitos, *lepidocyclinás*—nummuliteses *homokos-kavicsos mészko*. A kavicsok nagysága max. 2 cm, átlagosan 0,5 cm. Anyaguk kb. 90%-ban Kisfennsík Mészko, a maradék közepesen koptatott kvarc és lidit. Vastagsága kb. 60 cm, mely 5–20 cm vastagságú, hullámos felületű rétegekből áll össze.

* JÁMBORNÉ KNESS M. (1988) 1. táblázatában a lelőhely Solyomkút (Puits de Faucon) néven 93. (204.) sorszám alatt szerepel. *Operculina alpina* DOUVILLÉ-t és *Planoperculina cf. complanata* (DEFrance)-t ismertet innen, melyek alapján az előfordulást az eocén—oligocén-határra teszi. Taxon-jait ábrázolás híján nem tudtuk azonosítani.



4. ábra. A bükkí Kis-fennsík csókási részének földtani térképe

1. Csókási kifejlődésű felső-oligocén. — Kis-fennsík takarórendszer. = Felső-triász: 2. Örvénykői takaró, Kis-fennsík mészkő, 3. Magoskő-takaró, Hollóstei (tűzköves) mészkő. — Alsó-triász: Relatív autochton. 4. Ablakosvölgyi Formáció (?) = márga, mészkő (alsó-triász 4. tagozata). — Felső-perm: 5. Nagyvisnyói Mészkő. — Alsó-középső-perm: 6. Szentlélek Formáció = tarka homokkő és evaporitos ösztet. — Középső-karbon: 7. Szilvásvárad Formáció = fekete agyag- és aleuritpala. — 8. Takaróhatár, 9. pikkelyhatár, 10. vető, 11. réteghatár, 12. dőlés, 13. palásság

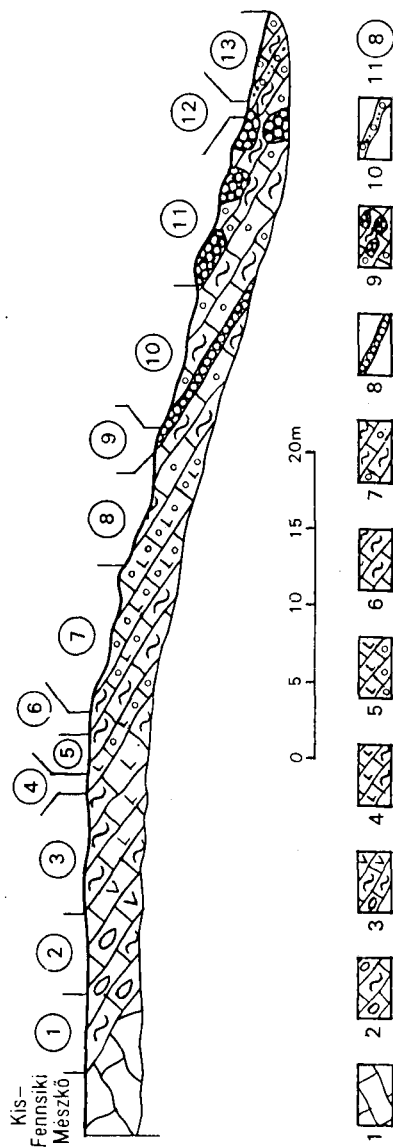
Fig. 4. Geological map of Csókás in the Kis-fennsík (Smaller Plateau) of the Bükk Mountains

1. Csókás-type Upper Oligocene. — Kis-Fennsík Nappe system. — Upper Triassic: 2. Örvény kő nappe, Kis-fennsík limestone; 3. Magos kő nappe, Hollóstei (cherty) limestone. — Lower Triassic: relative "Autochton", 4. (?) Ablakosvölgyi formation = marl, limestone, 4th Member. — Upper Permian: 5. Nagyvisnyói limestone. — Lower and Middle Permian: 6. Szentlélek Formation = varicoloured sandstone and evaporitic sequence. Middle Carboniferous, 7. Szilvásvárad Formation = black clay and siltstone schist, 8. limit of the nappes, 9. limit of the thrust sheets, 10. fault, 11. rock boundary, 12. strike and dip, 13. schistosity

35°

215°

EGRI FORMÁCIÓ (S.I.)



5. ábra. A csókási oligocén árok földtani szelvénye.

1. Mésző, 2. lithothamniumos márga, 3. lithothamniumos tufás márga, 4. lepidocyclinás márga, 5. lepidocyclinás homokos mésző, 6. márga, 7. kavicsos márga, 8. mésző-konglomerátum, 9. mésző-konglomerátum-görgeteges kavicsos márga, 10. kavicsos homok, 11. réteg sorszáma

Fig. 5. Geological section of the Csókás Oligocene trough

1. Limestone, 2. Lithothamnium marl, 3. Tuffaceous marl with Lithothamnium, 4. Lepidocyclina marl, 5. Sandy limestone with Lepidocyclines, 6. marl, 7. marl with pebbles, 8. limestone conglomerate, 9. marl with limestone conglomerate and pebbles, 10. gravelly sand, 11. number of layers

5. Zöldessárga, laza márga, látszólag Lepidocyclinák nélkül. Vastagsága kb. 1,5 m.

6. Zöldessárga, laza, Lepidocyclinákban gazdag, főleg Eulepidinákat tartalmazó márga. Vastagsága kb. 80 cm. Innen származik a C 3-as minta.

7. Zöldessárga, tufás, kavicsos mészkő. A kavicsok nagysága 0,5–10 cm, anyaguk majdnem 100%-ban közepesen koptatott Kisfennsíki Mészkő, emellett némi kvarc és lidit található. Lepidocyclinák elvértve, crinoidea-nyéltagok sűrűbben, helyenként Lithothamniumok találhatók. A padok vastagsága nem állapítható meg. Az összvastagság kb. 2,5 m.

8. Zöldessárga, többé-kevésbé laza, glaukonitos, kavicsos márga, néhány keményebb, becsúszott kavicsos mészkőtömbbel, melyek nagysága 10–50 cm. Lepidocyclinák csak gyéren találhatók. A kavicsok nagysága 2–20 mm, gyengén és közepesen koptatottak. Anyaguk elsősorban Kisfennsíki Mészkő, gyérebben kvarc és lidit. Vastagsága kb. 2 m.

9. Mészkőkonglomerátum. A kötőanyag zöldessárga glaukonitos márga. A mészkő-klasztok nagysága 0,2–15 cm, szinte koptatlanok, anyaguk Kisfennsíki Mészkő. Vastagsága kb. 0,5 m.

10. Anyaga ugyanaz, mint a 8. szakaszé. Helyenként nagy Ostreákat tartalmaz. Vastagsága kb. 2 m.

11. Mészkőkonglomerátum-görgeteges kavicsos márga. Az alapanyag ugyanaz, mint a 8. és 10. szakasz anyaga. Ebben foglalnak helyet a többszöri reszedimentáció útján érkezett becsúszott mészkőkonglomerátum-görgetegek, melyek nagysága 10–150 cm. A mészkőkonglomerátum kötőanyaga sárga meszes homok, ez cementálja a 0,5–50 cm-es Kisfennsíki Mészkő-törmelékét. Ezek helyenként fúrókagylónyomosak. Vastagsága kb. 2 m.

12. Okkersárga kavicsos meszes homok. A kavicsok túlnyomó többsége 0,5–1 cm nagyságú, rosszul koptatott Kisfennsíki Mészkő. Viszonylag bőven tartalmaz nagy Foraminiferákat. Innen származik a C 4-es minta. Vastagsága kb. 40 cm.

13. Ugyanaz, mint a 8. és 10. szakasz anyaga. Vastagsága kb. 1,5 m.

Az oligocén szelvény látható vastagsága az árokban kb. 24 m. A rétegsor üledékeinek képződési körülményeire a nagy Foraminiferák értékelése után térünk vissza.

Az oligocén nagy Foraminiferák ismertségének mai állása

Az oligocén nagy Foraminiferákra vonatkozó ismeretek legkorszerűbb összefoglalása DROOGER C. W.—LAAGLAND H. (1986) cikkében olvasható. Itt található az oligocén első, nagy Foraminiferákra alapozott, plankton Foraminifera és nannoplankton beosztásokkal korrelált zonációja, mely az európai mediterrán régióra vonatkozik (1. táblázat).

A zonáció alapját 6 genus (Nummulites, Nephrolepidina, Eulepidina, Cyclocypeus, Miogypsina, Miogypsinoidea) törzsfelföldési adatai képezik. Ezek közül is legjobban feldolgozottak a Miogypsina, Miogypsinoidea és Nephrolepidina genusok (DROOGER C. W. 1963; DROOGER C. W.—FREUDENTHAL T. 1964; DE MULDER B. F. J. 1975), melyeket az idézett szerzők mellett mások is biometriai és populációstatisztikai módszerekkel vizsgáltak. Ez a módszer a Cyclocypeus (MATTEUCCI R.—SCHIAVINOTTO P. 1985) és Eulepidina (VAN HECK S.—DROOGER C. W. 1984) genusok esetében csak napjainkban kezd alkalmazásra kerülni. A Nummuliteseknél (DROOGER C. W.—MARKS P.—PAPP A. 1971) pedig nemigen akad követőkre. Az Operculina, Planoperculina, Heterostegina és Spirocypeus genusok biometriai vizsgálata tudomásunk szerint még várat magára, így egyelőre finomrétegtani célokra sem alkalmazhatók. DROOGER C. W.—LAAGLAND H. (1986) cikke sem emlíkezik meg ezekről.

Ezen operculinoid nagy Foraminiferákról a legkorszerűbb összefoglalás HOTTINGER L. (1977) munkája, mely azonban elsősorban őslénytani jellegű. A biosztratigráfiai vizsgálatok — elsősorban az oligocénre vonatkozók — háttérbe szorulnak benne.

Az oligocén nagy Foraminiferák zónabeosztása

DROOGER C. W. – LAAGLAND H. (1986) szerint

Biostratigraphical zonation of the Oligocene on the basis of larger foraminifers,
after DROOGER – LAAGLAND (1986)

	Ma	ZONATION																			
		Planktonic foraminifera		Calcareous nanofossils		larger foraminifera															
GIRONDIAN		1978	1985	1978	1985			<i>N. fichteli</i>	<i>N. vascus</i>	<i>L. praemarginata</i>	<i>L. morgani</i>	<i>L. formosoides</i>	<i>L. dilatata</i>	<i>C. droogeri</i>	<i>C. mediterraneus</i>	<i>C. eidae</i>	<i>M. complanata</i>	<i>M. formosensis</i>	<i>M. septentrionalis</i>	<i>M. bantamensis</i>	<i>M. gunteri</i>
	-24	N 4	"N4"		NN1																
	-25			NP25																	
	-26	P22	"N4" or P22		NP25																
	-27			NP24																	
	-28	P21																			
	-29				NP24																
	-30		P21																		
	-31	P20																			
	-32		P20 / P19		NP23 NP23																
-33	P19																				
-34																					
-35		P18	P18	NP22	NP22																
-36		P18		NP21	NP21																
-37		P17	P17	NP20	NP20 / P19																
RUPELIAN																					
CHATTIAN																					
GIRONDIAN																					

1978 = HARDENBOL J. – BERGGREN W. A., 1984 = BERGGREN W. A. et al. (1985). – *N.* = Nummulites, *L.* = Lepidocyclina, *C.* = Cycloclypeus, *M.* = Miogypsina (Miogypsinoides) *d.* = droogeri, *m.* = mediterraneus, *c.* = complanata, *f.* = formosensis.

A genuszok eltérő mélységű ismertségi fokával függ össze, hogy viszonylag kevés az egyes lelőhelyek nagy Foraminiferáit komplexen tárgyaló dolgozat (a kivételek: BUTT A. 1966; ESCORNEBÉOU; DROOGER C. W. et al. 1986; Ramleh). Gyakoribbak a csak a Lepidocyclinákra és/vagy Miogypsínákra (s. l.) és esetleg Cyclocypeusokra vonatkozó dolgozatok (DROOGER C. W.—FREUDENTHAL T. 1964; MEULENKAMP J. E.—AMATO V. 1972 stb.).

Hazai vonatkozásban az oligocén nagy Foraminiferák vizsgálata még gyerekcipőben jár, amit a lelőhelyek ritkasága tulajdonképpen indokol is. A cikk elején már említett, Novajra vonatkozó dolgozaton kívül a solymári Várerdő-hegy valamivel mélyebb oligocén nagy Foraminiferáit tárgyalja KECSKEMÉTI T. (in BÁLDI T. et al. 1976), valamint a síkfőkúti mély oligocén nagy Foraminiferákról tesz említést KECSKEMÉTI T.—VARGA P. (1984).

Vizsgálati módszerek

Jó megtartású, biometria vizsgálatokra alkalmas egyedeket a novaji NL és NM valamint a miskolc—csókási C 3 és C 4 jelű minták tartalmaztak. A bennük található taxonok eloszlását a 2. táblázat mutatja.

2. táblázat — Table 2

A vizsgált mintákban található nagy Foraminiferák
Larger foraminifers found in the samples investigated

Taxon	Csókás		Novaj	
	C3	C4	NL	NM
<i>Nummulites kecskeméti</i> n. sp.	+	+	—	+
<i>Planoperculina complanata</i> (DEFrance)	+	+	+	+
<i>Planoperculina heterostegina</i> (SILVESTRI)	+	+	—	+
<i>Heterostegina assilinoides</i> BLANCKENHORN emend. HENSON	+	+	—	+
<i>Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata</i> (MICHELOTTI)	+	+	+	—
<i>Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani</i> LEMOINE et R. DOUVILLÉ	+	+	+	+
<i>Miogypsina (Miogypsina) septentrionalis</i> DROOGER	—	—	+	+

Az izapolás során izolált nagy Foraminiferákat az általunk korábban leírt (LESS Gy. 1981, 1987) módszer szerint pattintottuk, festettük és fényképeztük.

Az ábrázolt példányokat a Magyar Állami Földtani Intézet Múzeumának oligocén gyűjteménye őrzi O. 394—445. sorszám alatt.

Biometria vizsgálatok céljából különböző paraméterek mérését végeztük el.

Külső bélyegek (csak 2 *Nummulites*-populáció — NM és C 3 — esetében):

$W =$ a váz legnagyobb vastagsága } μm -ben $5 \mu\text{m}$ pontossággal indikátoróra segítségével
 $L =$ a váz legnagyobb átmérője } vel mérve

Ezek hányadosa ($V = W/L$), megadja számunkra a váz duzzadtságának mértékét.

A-formák pattintás által feltárt equatoriális metszetében:

P_1 = a protoconchnak az embrió szimmetriatengelyére merőlegesen mért átmérője az egyik fal belsejétől a másik fal belsejéig (μm -ben, csak a Nummuliteseknél),

P_1, P_2, D_1, D_2, a, b (lásd a 6. ábrát is):

P_1 = a protoconch szélessége (μm),

P_2 = a protoconch magassága (μm),

D_1 = a deutoconch szélessége (μm),

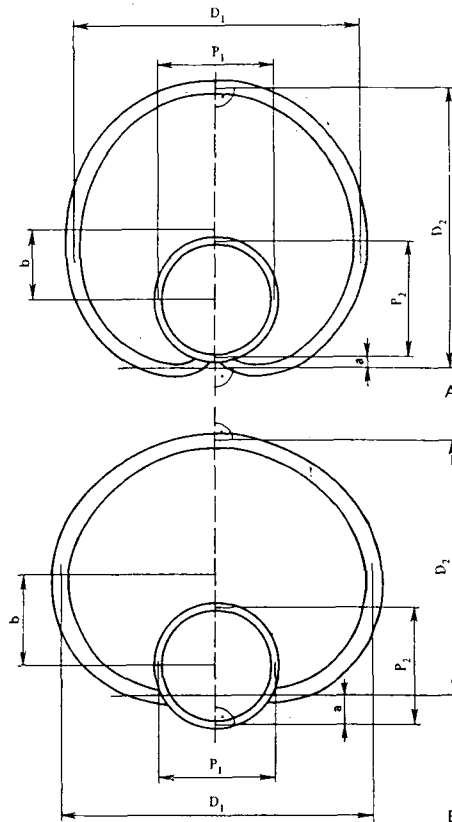
D_2 = a deutoconch magassága (μm),

a = a protoconch és deutoconch „talpának” távolsága (μm),

b = a protoconch és deutoconch középpontja közötti távolság (μm),

R = a protoconch bekerítetttségének mértéke. Kiszámítása:

$$R = 100 \times \frac{a + P_2}{P_2}.$$



6. ábra. Nagy Foraminiferák megaszférás (A-generációs) embriójának mérése.

A: „a” pozitív, B: „a” negatív

Fig. 6. Measurement of megaspheric (A-generation) embryo of larger foraminifers.

A: “a” positive, B: “a” negative

E = az embrió „excentricitása”. Kiszámítása:

$$E = 100 \times \frac{b}{D_2/2} = 100 \times \frac{D_2/2 - (a + P_2/2)}{D_2/2} = 100 \times \left(1 - \frac{2a + P_2}{D_2}\right),$$

Q = az embrió két kamrájának nagyságbeli viszonya. Kiszámítása:

$$Q = 100 \times \frac{D_1}{P_1}.$$

Ezek a paraméterek P_1 -től kezdődően csak abban különböznek a LESS Gy. (1987) által (p. 13, 58) leírtaktól, hogy az embrióméreteket nem külső faltól külső falig, hanem — az általános gyakorlatnak megfelelően — falközéptől falközépig mértük. A másik különbség az E, R és Q paraméterek százalékban való kifejezése.

A Nummulitidae-k spirájának speciális paraméterei:

F = az embrió után következő, másodlagos kamrákra nem tagolt (operculinid) kamrák száma (csak a Planoperculina heterostegina és a Heterostegina assilinoidea esetében),

$K_1, K_{1.5}, K_2, K_{2.5}, K_3$ = az embrió után következő kamrák száma 1, 1.5, 2, 2.5, ill. 3 kanyarulatig, a kanyarulatra jutó utolsó kamrát is beleértve,

$M_1, M_{1.5}, M_2, M_{2.5}, M_3$ = 1, 1.5, 2, 2.5, ill. 3 kanyarulat átmérője μ m-ban,

$S_{1.25}, S_{1.5}, S_{1.75}, S_2, S_{2.5}, S_3$ = spiranyílási indexek 1.25, 1.5, 1.75, 2, 2.5, ill. 3 kanyarulatnál.

Kiszámítása:

$$S_n = 100 \times \frac{M_n - M_{n-1}}{M_{n-1}}.$$

A spiranyílási indexek azt mutatják, hogy az előző kanyarulat átmérőjéhez képest hány százalékkal nyílt ki a spira.

A Lepidocyclinák equatoriális kamráinak speciális paraméterei:

C = az adauxiliáris (a csak a deuterococonchhal közvetlen — sztolon — összeköttetésben álló) kamrák száma,

N = a deuterococonch körül található (fő, ad- és interauxiliáris) kamrák száma,

G = az adauxiliáris kamrák aránya a deuterococonch körül. Kiszámítása:

$$G = 100 \times \frac{C}{N-1}$$

(a 2 fő auxiliáris kamra körül csak az egyiket kell figyelembe venni, mivel ezek felerészben már a protoconchot is körülveszik. Ezért szerepel a nevezőben $N-1$). Ez a paraméter a Lepidocyclináknál régebben használatos, újabban azonban nem alkalmazott, méréstechnikailag bonyolult B paramétert (VAN DER VLIERK I. M. 1963) helyettesíti.

H = normálisan fejlett adauxiliáris kamra magassága μ m-ban (mérését lásd LESS Gy. 1987, 9. ábra).

T = az embrió szélétől számított első 10 ciklus együttes magassága μ m-ban.

A Miogypsinák elsődleges, spirálisan felcsavarodott kamrasorának speciális paraméterei: X, Y, Z, γ = DROOGER C. W. (1952, 1963) nyomán világszerte egyöntetűen használt paraméterek (lásd még RAJU D. S. N. 1974, DE MULDER E. F. J. 1975). X, Y, Z mértékegység nélküli számok, γ fokban értendő.

A *B*-formák ekvatoriális metszetében mért paraméterei a *Lepidocyclinák* és *Miogypsinák* esetében:

P_1 = ua., mint az *A*-formáknál,

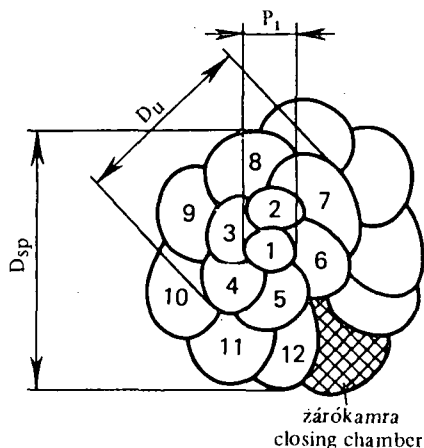
N_u , D_u , N_{sp} , D_{sp} (ld. a 7. ábrát is)

N_u = az uniaperturális (egynyílású) kamrák száma,

D_u = az uniaperturális kamrák spiráljának átmérője,

N_{sp} = az elsődleges spirál kamráinak száma,

D_{sp} = az elsődleges spirál átmérője.



7. ábra. A *Lepidocyclinák* mikroszférás (B-generációs) juvenáriumának elemei és mérések

Fig. 7. Elements and measurement of microspheric (B-generation) juvenarium of *Lepidocyclines*

Az *A*-formák esetében az egyes vázakon lement paramétereknek populációként kiszámítottuk a számtani középértékét, a szórását (LESS Gy. 1987-tel ellentétben Bassel-korrekciónélkül), a variabilitását (=szórás/középérték), valamint a középérték ún. standard hibáját (=szórás/vizsgált egyedek számának négyzetgyöke).

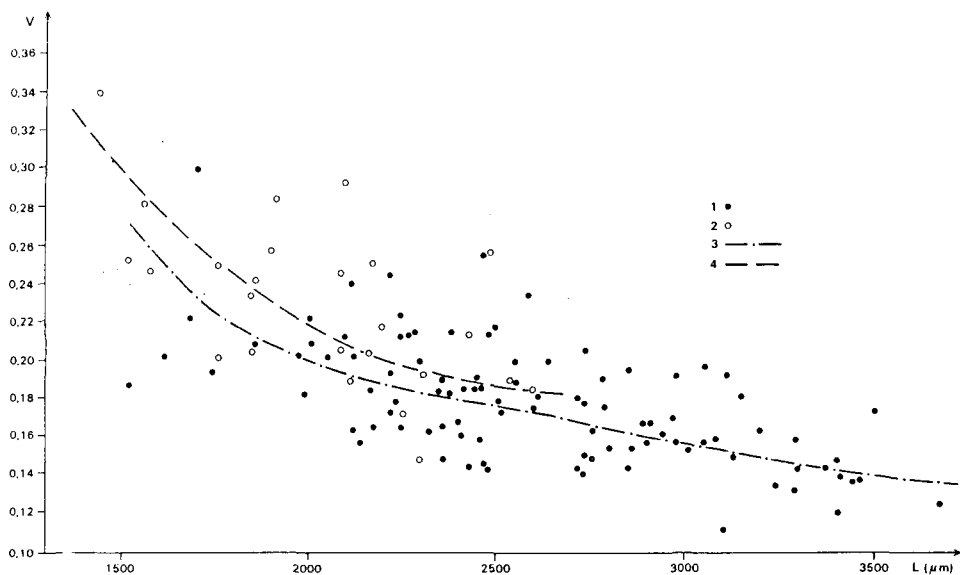
Fajleírások

Az angol szövegben részletes leírását adjuk a *Nummulites kecskemetii* n. sp., *Planoperculina complanata* (DEFrance), 1822; *Planoperculina heterostegina* (SILVESTRI), 1907; *Heterostegina assilinoidea* (BLANCKENHORN) 1822, emended HENSON 1937; *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) *dilatata* (MICHELOTTI), 1861; *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) *morgani* LEMOIN et R. DOUVILLÉ 1904; és a *Miogypsina* (*Miogypsina*) *septentrionalis* DROOGER 1960 taxonoknak.

3. táblázat – Table 3

A vizsgált Nummulites kecskenéti populációk statisztikai adatai
 Statistical data on the investigated populations of Nummulites kecskenetii

	L (μm)	W (μm)	V	P ₁ (μm)	K ₁	K ₂	K ₃	M ₁ (μm)	M ₂ (μm)	M ₃ (μm)	S _{1,5}	S ₂	S _{2,5}	S ₃
C3														
N°	100	100	100	38	37	36	12	38	37	14	36	36	27	14
Range	1520–4000	285–630	0.111–0.300	40–85	5–7	16–21	30–38	250–550	630–1290	1540–2490	110–200	97–185	124–175	124–184
Mean	2610	457	0.179	62.4	6.11	18.46	34.50	371.0	919.0	2058.6	158.7	148.0	147.9	147.4
S. e.	48.6	7.0	0.0033	2.0	0.10	0.32	0.68	10.2	26.4	85.3	3.6	2.8	2.6	4.4
C4														
N°	—	—	—	21	21	21	5	21	21	7	21	21	18	7
Range	—	—	—	40–100	5–8	15–21	30–34	240–505	540–1500	1360–2660	95–209	80–206	75–191	123–161
Mean	—	—	—	69.0	6.43	18.19	32.40	376.0	922.9	1880.0	150.6	146.1	136.8	138.0
S. e.	—	—	—	3.7	0.16	0.37	0.73	18.4	49.9	162.7	5.7	6.2	6.5	5.0
NM														
N°	25	25	25	16	16	16	9	16	16	9	16	16	15	9
Range	1440–2600	340–640	0.148–0.340	50–95	5–9	15–22	27–36	240–450	510–1260	1320–2280	96–163	95–180	84–196	87–161
Mean	2034.4	461.4	0.231	63.0	6.31	18.06	32.11	344.0	805.6	1671.7	136.6	133.8	129.1	125.9
S. e.	63.9	14.6	0.0085	3.8	0.25	0.42	1.06	15.6	45.2	94.2	5.1	5.9	7.2	8.1

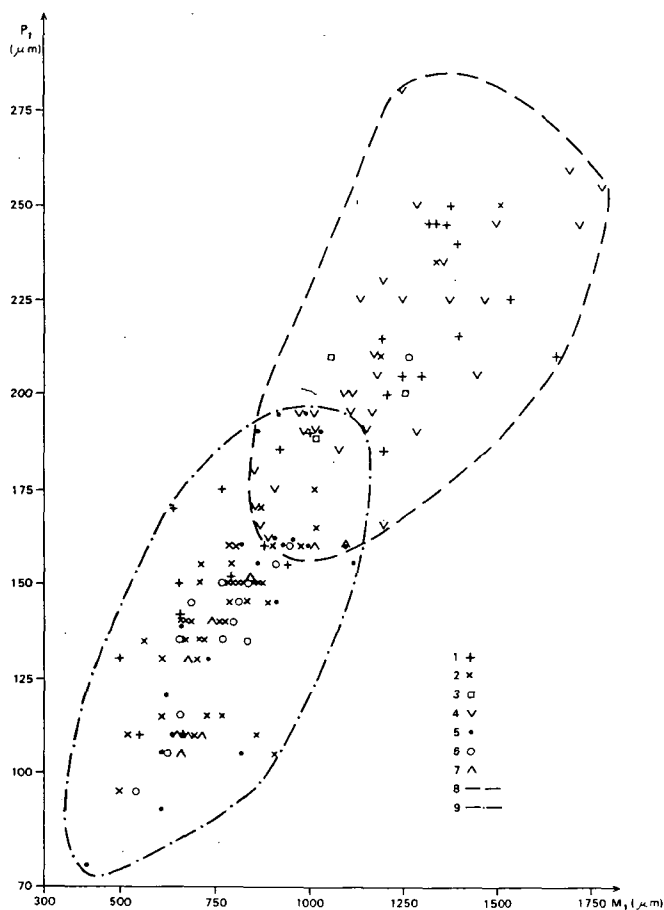


8. ábra. A C 3-as és NM minták *Nummulites kecskemeti* populációinak L—V eloszlási diagramja

1. A C 3-as minta egyedei, 2. az NM minta egyedei, 3. a C 3-as mintára jellemző középvonal, 4. az NM mintára jellemző középvonal

Fig. 8. L—V distribution diagram of the *Nummulites kecskemeti* populations of samples C3 and NM

1. Individuals of sample C3, 2. individuals of sample NM, 3. medial line characteristic of sample C3, 4. medial line characteristic of sample NM



9. ábra. Az észak-magyarországi Planoperculinák P_1 — M_1 eloszlási diagramja

P. complanata egyedek: 1. a C 3-as mintából, 2. a C 4-es mintából, 3. az NL mintából, 4. az NM mintából. — *P. heterostegina* egyedek: 5. a C 3-as mintából, 6. a C 4-es mintából, 7. az NM mintából. — 8. A *P. complanata* „X” változatára jellemző terület, 9. a *P. complanata* „Y” változatára jellemző terület

Fig. 9. P_1 — M_1 distribution diagram of North Hungarian Planoperculines

P. complanata specimens: 1. Individuals of sample C3, 2. individuals of sample C4, 3. individuals of sample NL, 4. individuals of sample NM. — *P. heterostegina* specimens, 5. individuals of sample C3, 6. individuals of sample C4, 7. individuals of sample NM, 8. area typical for the type “X” of *P. complanata*, 9. area typical for the occurrence of type “Y” of *P. complanata*

**A vizsgált Planoperculina és Heterostegina
Statistical data on the investigated populations**

Planoperculina

	P_1 (μm)	D_1 (μm)	E	R	Q	F	M_1 (μm)	$M_{1.5}$ (μm)
C3								
N°	25	21	20	20	21	—	25	18
Range	110–250	120–310	150–212	6–33	96–145	—	500–1665	955–2680
Mean	188.4	232.62	169.8	20.9	121.52	—	1057.8	1801.1
S.e.	8.34	10.88	4.24	1.59	3.3	—	66.29	133.4
C4								
N°	43	43	42	42	43	—	43	39
Range	95–250	130–310	116–222	10–42	100–153	—	500–1510	900–2170
Mean	147.1	183.3	166.8	23.1	125.4	—	800.8	1372.1
S.e.	4.54	5.44	2.85	0.92	1.88	—	29.40	42.51
NL								
N°	3	3	3	3	3	—	3	3
Range	190–210	210–250	147–180	17–29	111–125	—	1010–1260	1930–2490
Mean	200	233.3	163	24.3	116.7	—	1110	2126.7
S.e.	—	—	—	—	—	—	—	—
NM								
N°	32	32	32	32	32	—	32	16
Range	160–280	200–350	118–194	12–42	114–153	—	805–1790	1450–2380
Mean	208.12	272.81	157.4	24.9	131.2	—	1197.5	1875.3
S.e.	5.32	7.54	2.93	1.07	1.77	—	44.07	77.29

Planoperculina

C3								
N°	21	20	20	20	20	21	20	20
Range	75–195	105–240	127–227	6–36	88–156	7–20	415–1120	830–2300
Mean	142.1	171.8	170.0	20.6	121.6	11.52	828.8	1657.5
S.e.	7.0	8.5	5.2	1.8	4.0	0.59	41.4	98.9
C4								
N°	14	14	13	13	14	14	14	13
Range	95–210	105–240	107–193	11–46	105–166	4–15	540–1270	910–1900
Mean	141.1	186.8	155.6	26.4	133.2	9.57	795.4	1410.8
S.e.	7.0	8.46	5.92	2.21	3.90	0.81	45.8	77.6
NM								
N°	9	9	9	9	9	9	9	9
Range	105–160	150–235	115–179	17–42	125–168	3–13	650–1100	1100–2475
Mean	130.6	188.9	150.1	28.1	146.3	7.33	78.5	1535
S.e.	7.13	7.44	7.03	2.72	4.82	0.99	51.93	51.48

4. táblázat – Table 4

populációk statisztikai adatai
of *Planoperculines* and *Heterosteginae*
complanata (DEFANCE)

M_s (μm)	K_1	$K_{1.5}$	K_2	$S_{1.25}$	$S_{1.5}$	$S_{1.75}$	S_2
7 1720–3600 2428.6 213.2	22 6–11 7.91 0.23	15 11–21 15.47 0.60	5 18–26 22.40 1.28	23 132–325 221.7 10.2	18 144–262 208.7 7.8	10 186–309 230.5 11.3	7 198–291 246.0 12.1
13 1680–2620 2208.5 76.53	43 7–10 7.81 0.10	39 11–16 14.05 0.17	13 18–23 21.08 0.40	43 136–250 192.5 4.22	39 150–291 198.8 5.70	26 137–277 222.6 6.65	13 151–200 222.5 1265
— — — —	3 8–9 8.33 —	3 15–17 15.67 —	— — — —	3 147–230 206 —	3 216–253 323 —	2 218–271 244.5 —	— — — —
— — — —	32 6–10 7.56 0.13	16 13–17 14.50 0.28	— — — —	27 148–302 217.8 6.93	16 178–305 211.6 8.78	7 161–251 215.7 13.10	— — — —

heterostegina (SILVESTRI)

4 1440–3460 2450 357.1	20 6–10 7.45 0.18	20 12–16 13.5 0.25	5 18–23 19.6 0.78	20 157–290 233.5 7.98	20 189–351 255.8 9.96	11 267–387 304.45 9.56	4 247–377 306 23.24
3 2150–2280 2210 —	14 6–8 6.93 0.12	13 11–15 12.5 0.28	3 17–18 17.3 —	13 146–248 210.4 7.96	13 154–273 218.7 9.72	9 192–279 242.33 10.29	3 219–298 254 —
3 1800–2750 2273.3 —	9 7–8 7.44 0.17	9 12–14 13.0 0.22	3 18–20 19.0 —	9 161–315 211.8 16.05	9 186–327 2266 15.31	4 233–254 244.00 4.78	3 169–293 237.0 —

Heterostegina assilinoidea

	P ₁ (μm)	D ₁ (μm)	E	R	Q	F	M ₁ (μm)	M _{1.5} (μm)
C3								
N°	2	2	2	2	2	2	2	2
Range	140–150	185–190	155–159	24–29	127–132	3–6	650–960	800–1970
Mean	145	187.5	157	26.5	129.5	4.5	805	1335
S.e.	—	—	—	—	—	—	—	—
C4								
N°	24	23	22	22	23	25	24	18
Range	135–230	130–255	75–329	6–71	63–165	1–6	650–1280	1190–2200
Mean	168.8	206.7	165.9	25.9	123.8	2.88	886.9	1540.3
S.e.	4.84	7.17	9.52	2.63	4.91	0.25	32.8	64.2
NM								
N°	1	1	1	1	1	1		
Range	140	165	138	33	118	2		
Mean	140	165	138	33	18	2		
S.e.	—	—	—	—	—	—		

4. táblázat folytatása – Table 4 cont.

BLANCKENHORN emend. HENSON

M_2 (μm)	K_1	$K_{1.5}$	K_2	$S_{1.25}$	$S_{1.5}$	$S_{1.75}$	S_2
1 1490 1490 —	2 7–8 7.5 —	2 14–15 14.5 —	1 21 21 —	2 165–254 209.5 —	2 105–279 192 —	1 138 138 —	1 129 129 —
— — — —	23 6–9 7.61 0.16	19 11–16 13.37 0.33	— — — —	22 149–273 202.3 5.88	18 170–233 169.8 5.40	8 165–217 191.0 5.61	— — — —
				1 175 175 —			

A vizsgált *Lepidocyclina*
 Statistical data on the investigated
Lepidocyclina (Eulepidina)

	P ₁ (μm)	D ₁ (μm)	P (μm)	D (μm)	E
C3					
N°	50	53	49	52	48
Range	430–1080	870–1730	464–1118	776–1740	9–100
Mean	718.1	1291.8	728.7	1193.4	40.83
S.e.	19.73	25.11	17.73	26.39	2.67
C4					
N°	9	10	9	10	9
Range	595–895	1130–1475	653–794	1055–1400	14–50
Mean	726.1	1301.0	715.1	1225.5	30.11
S.e.	27.16	32.70	14.18	30.65	3.76
NL					
N°	21	22	21	22	21
Range	510–1380	1065–2410	551–1576	1092–2234	4–67
Mean	911.2	1590.2	966.2	1517.9	20.76
S.e.	58.35	74.25	58.35	68.87	2.92

Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani

C3					
N°	44	44	44	44	44
Range	185–355	210–565	164–313	197–460	81–185
Mean	284.43	431.82	250.48	336.86	125.95
S.e.	6.21	10.88	5.49	7.99	3.42
C4					
N°	17	17	17	17	17
Range	190–345	330–570	177–305	357–477	85–157
Mean	261.2	415.6	233.9	332.2	123.35
S.e.	10.4	15.7	8.3	13.1	4.81
NL					
N°	25	25	25	25	25
Range	200–280	230–430	184–265	192–359	70–175
Mean	237.2	363.8	221.36	290.80	124.40
S.e.	3.74	8.33	3.74	7.20	4.96
NM					
N°	12	12	11	12	11
Range	150–300	250–490	147–268	189–414	100–168
Mean	218.3	352.9	198.7	275.00	124.10
S.e.	12.15	22.40	10.52	19.17	6.61

5. táblázat – Table 5

populációk statisztikai adatai

populations of *Lepidocyclines**dilatata* (MICHELOTTI)

R	Q	C	N	G	H (μm)	T (μm)
48 50–114 94.58 2.08	50 140–298 182.18 3.75	21 12–26 17.38 0.75	21 24–49 33.10 1.30	21 42–65 54.1 1.23	26 50–100 69.23 2.80	45 690–1190 864.1 16.89
9 92–112 105.44 2.39	9 154–218 182.22 6.43	6 15–24 18.50 1.29	6 33–42 35.67 1.22	6 47–60 53.0 2.22	7 55–95 71.43 5.32	10 790–1180 917.5 37.65
21 69–124 106.67 2.42	21 138–219 176.81 4.95	12 12–30 19.50 1.42	10 20–44 33.00 2.28	10 52–69 59.9 1.47	17 40–100 68.53 4.13	18 540–1200 822.5 38.12

LEMOINE et R. DOUVILLÉ

44 12–64 35.84 1.75	44 100–190 152.18 2.65	42 2–6 3.52 0.15	42 5–18 11–14 0.44	44 23–57 36.36 1.61	42 40–95 60.36 1.36	42 295–540 436.3 9.28
17 18–61 36.41 2.87	17 139–190 160.12 3.91	18 2–6 3.83 0.23	18 7–18 12.72 0.62	18 25–42 35.5 1.05	18 45–85 55.0 2.26	19 310–516 413.9 11.65
25 18–68 37.28 2.52	25 100–178 153.96 3.61	25 1–5 3.36 0.19	25 5–17 12.28 0.60	25 23–50 33.24 1.30	25 45–75 55.4 1.38	25 390–535 447.8 6.72
11 14–50 36.82 3.43	12 139–185 161.3 3.90	10 2–6 3.30 0.40	10 8–17 12.00 0.71	10 25–42 32.80 1.78	10 45–65 54.0 1.97	10 310–485 403.6 14.60

6. táblázat — Table 6

A novaji minták *Miogypsina septentrionalis* populációinak statisztikai adataiStatistical data on the Novaj populations of *Miogypsina septentrionalis*

	P (μm)	x	y	z	γ(°)
NL					
N°	1	9	1	1	1
Range	165	19	7	11	— 300
Mean	165	19	7	11	— 300
S.e.	—	—	—	—	—
NM					
N°	12	12	11	12	12
Range	115—155	14—22	5—11	9—15	(—)180—(—)340
Mean	135,0	17,5	7,82	12,25	— 249,6
S.e.	3,54	0,58	0,59	0,50	12,76

A vizsgált minták kora

A novaji lelőhely kora BÁLDI T. et al. (1961), DROOGER C. W. (1961) és BÁLDI T. (1975) munkái nyomán egyértelműen tisztázott. Ezek szerint a lelőhely a Tethys emeletbeosztásában a katti emeletbe tartozik, míg a Paratethysében az egri bázisát jelzi. Később ezt BÁLDI T.—BÁLDI-BEKE M. (1986) annyiban pontosították, hogy az egri bázisát a katti emeleten belülré helyezték, így a lelőhely kora már a felső-kattiba esik. Az egri definíciójában (PAPP A. et al. 1971, BÁLDI T.—SENEŠ J. 1985) kitérnek arra is, hogy az emelet alsó határa a *Miogypsina*-nak megjelenésével, valamint hozzávetőleg az NP_{24–25} nannoplankton zónák határával esik egybe.

Ezek a megállapítások jól összecsengenek DROOGER C. W.—LAAGLAND H. (1986) oligocén nagy Foraminifera zonációjával (1. táblázat), akiknél a *Miogypsina septentrionalis*-a katti legfelső részét jelzi, a *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) *morgani* és a *L. (Eulepidina)* *dilatata* pedig nagyjából a felső-kattiból induló, de az aquitániba is áthúzódo alakok. Véleményünk szerint a *Nummulites kecskemetii* is felső-kattira utaló alak, mivel sem az oligocén mélyebb részéből nem ismert, sem az alsó-miocénből.

A felső-kattin belüli pontosabb korbeosztás már kockázatosabb. A dobergitől valamivel primitívebb *Miogypsina septentrionalis* talán nem zárja ki azt, hogy a novaji lelőhely nem a felső-kattinak is a felső részébe tartozik, miként az DROOGER C. W.—LAAGLAND H. (1986) ábrájából következne. Ez ugyanis azt jelentené, hogy a Paratethys oligocénjében a kiscelli mintegy 12 millió évet foglalna el (37—25 Ma.); míg az egri csak 1 millió évet (25—24 Ma.).

Összegezve: nagy Foraminiferák alapján a novaji Nyárjas-tető lelőhelye a felső-katti alemeletbe, a *Miogypsina*-oides zónába tartozik.

Valamivel nehezebb a csókási lelőhely korának meghatározása. Az NP_{24–25} zónába tartozó nannoplankton csak a katti emeletet jelzi pontosabb beosztás nélkül:

A nagy Foraminiferák közül a novajival azonos *Lepidocyclina*-a a felső-katti—aquitáni intervallumot jelzik, a *Nummulites kecskemetii* — véleményünk szerint — csak a felső-kattira jellemző.

Első megközelítésben tehát a minták egyértelműen a felső-kattiba tartoznak, amit alátámaszt a hasonló nagy Foraminifera-együttesek (Escornebéou, Novaj, Budikovany) azonos kora is.

A nehézséget a felső-kattin belüli beosztás, valamint a Középső-Paratethys valamelyik emeletébe való besorolás jelenti, mégpedig a finomabb zonációra használt Cyclocypeusok és Miogypsinák hiánya miatt. Némi segítséget adhat annak az öt nagy Foraminifera-fajnak az összehasonlítása, melyek mind a novaji, mind a csókási mintákban tömegesen előfordulnak.

Ezek közül a Nummulites kecskeméti-populációk eltérései ökológiai okokra vezethetők vissza. A Planoperculina complanata-populációkon belül bizonyítatlanul bár, de két fajon belüli változatot különítettünk el, amely az embrió nagyságában jut elsősorban kifejeződésre („X” és „Y” változat). Ez a különbség azonban nem vonatkozik az embrió fejlettségére, ami szerint statisztikusan a deuterocoench/protoconch nagyságarány (\bar{Q}) és a protoconch deuterocoench általi bekerítettsége (\bar{E} és \bar{R}) a csókási populációk viszonylagos primitívebbségére utal a novaji populációkhoz képest.

Sokkal egyértelműbb a helyzet a Planoperculina heterostegina-populációk összehasonlításánál. Itt az \bar{E} , \bar{R} és \bar{Q} paraméterek mellett a nepionikus akcelerációt jelző \bar{F} paraméter szintén azt jelzi, hogy a novaji populáció valamivel fiatalabb a csókásiaknál.

Ugyanerre a következtetésre juthatunk a Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata-populációk összevetésével. Itt a novaji embriók nemcsak fejlettebbek az \bar{E} (és részben az \bar{R}) paraméterek alapján, de szignifikánsan nagyobbak is (\bar{P}_1 és \bar{D}_1 paraméterek). Emellett hasonló eredményre juthatunk a nepionikus akcelerációt jelző \bar{G} paraméterek vizsgálatával is.

Az eddig vázolt képet a Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani-populációk összehasonlítása teszi ellentmondásossá. Nincs ugyanis egyetlen olyan paraméter, amely igazolná a novaji populációk fejlettebbségét a csókásiakhoz képest, sőt az embrió nagysága alapján utóbbiak tűnnek valamivel fiatalabbnak. A faj változékonyságának leírásánál már jeleztük, hogy hasonló ellentmondás feszül VAŇOVÁ, M. (1975) vizsgálatai szerint az idősebb (felső-oligocén) budikovanyi és a fiatalabb (alsó-miocén) bretkai L. (N.) morgani-populációk között is. Épp ezért az embriók nagyságát ennél a fajnál nem fogadjuk el korjelzőnek. A jelenség egyik lehetséges magyarázatát a Nephrolepidinák esetleges kettős bevándorlásában látjuk (lásd még a L. [N.] morgani változékonyságának leírásánál is).

Összegezve: úgy véljük, hogy a csókási nagy Foraminifera-együttesek valamivel idősebbek a novajiaknál. Figyelembe véve a Cyclocypeusok és a Miogypsinák hiányát is, a csókási minták a DROOGER C. W.—LAAGLAND H. (1986)-féle nagy Foraminifera-zonációban a Cyclocypeus és Myogypsinoides zónák határának környékére helyezhetők el.

A Középső-Paratethys emeletbeosztásában eszerint, figyelembe véve, hogy a novaji szelvényben a nagy Foraminifera-k megjelenése jelzi a kiscelli/egri határt, a csókási lelőhely még kiscelli korúnak számítana. Ennek azonban több megfontolás is ellene szól:

1. A Miogypsinák hiányát a csókási szelvényben környezeti okok is indokolhatják. Egyáltalán, az észak-magyarországi—dél-szlovákiai ún. Magyar Paleogén Medencéből (BÁLDI T.—BÁLDI-BEKE M. 1986) sehonnán sem ismert a *M. (Miogypsinoides) complanata* SCHLUMB., a Tethys legidősebb Miogypsinája, tehát lehet, hogy be sem vándorolt ide.

2. A kisebb eltérések ellenére nagyjából egységes novaji, csókási, Budikovanyi és rudabányai (Rb. 390. sz. fúrás) nagy Foraminifera-együttesek megjelenése a Tethys és a Középső-Paratethys összeköttetésének megnyílását jelzik. Ezt az eseményt praktikusán célszerű a kiscelli/egri határra tenni. Ezzel egyidejűleg az egri emelet alsó határának definíciójába a Miogypsinák fellépése helyett ennek a nagy Foraminifera-együttesnek a megjelenését célszerű beépíteni. Ehhez azonban mindenképpen meg kell vizsgálni a solymári Várerdő-hegy kiscelli nagy Foraminiferáit is.

A fentebb felsorolt lelőhelyek egységesek abban is, hogy karbonátos fáciesűek, ami inkább jellemző az egri, mint a kiscelli emeletre.

3. Előbb már jeleztük, hogy nem célszerű az egri emeletet csupán az oligocén legfelső és a miocén legalsó részére leszűkíteni, hisz ebben az esetben a kiscelli emelet egymagában kitöltené szinte az oligocén egészét.

Mindezek alapján a csókási oligocén szelvényt az egri emelet bázisára célszerű helyezni.

Paleoökológiai megjegyzések

A nagy Foraminiferák megjelenése bármely szelvényben sekély (20–80 m), meleg (átlag 25 °C) és normális sótartalmú vizet jelez. Ebben közös a novaji és csókási lelőhelyek paleobiótópja.

Lényeges eltérés viszont, hogy a novaji szelvényben BÁLDI-BEKE M.—BÁLDI T. (1973) és BÁLDI T. (1975) szerint a nagy Foraminiferás rétegek átmeneti regressziót jeleznek a kiscelli—egri határon, míg a csókási oligocén az alaphegységre települ. Ennek megfelelően a novaji szelvényből hiányzik az a durva törmelék, ami a csókási szelvényben jelentős szerepet játszik, jelezve a part közelségét. Ezzel összhangban kisebb vízmélységet várnánk a csókási lelőhely esetében a novajihoz viszonyítva. A biometriai vizsgálatok alapján összeálló kép azonban ellentmond ennek.

Mint a Nummulitesek és Planoperculinák leírásánál jeleztük, mind a Nummulitesek laposságának, mind a Nummulitesek és Planoperculinák spiranyílási indexeinek vizsgálata arra utal, hogy a C 3-as minta képződési környezete volt a legmélyebb, míg a C 4-esé és a novaji NM mintáé nagyjából hasonló vízmélységet jelez.

Összegezve megállapíthatjuk, hogy a novaji nagy Foraminifera-együttes a nyílt tenger átmeneti regresszióját és kb. 30–40 m-es vízmélységet jelez, míg a csókási felső-oligocén rendkívül tagolt térszínen képződött.

Utóbbi esetben a teresztrikum és a báziskonglomerátum hiánya hirtelen ingressziót jelez, amit megerősít a fúrókagylók hiánya is az aljzatban. A lapos, kiterült nagy Foraminiferák a C 3-as mintában kb. 50–60 m-es vízmélységet jeleznek. Felfelé a szelvényben egyre több és egyre durvább a törmelék, és megjelennek a fúrókagylónyomos mészkőkonglomerátum-görgetegek is, ami egyrészt közeli, sziklás tengerpartot, másrészt feltöltést jelez, összhangban a felső, C 4-es minta nagy Foraminiferái által reprezentált kisebb (kb. 30–40 m-es) vízmélységgel. Ilyen tagolt relief pl. előzőleg már kialakult, elöntött kúpkarst esetén képzelhető el. Mindehhez járul még a közeli vulkáni tevékenységet jelző riodácitos tufaszórás.

Köszönetnyilvánítás. Munkámhoz BÁLDI TAMÁS, BÁLDINÉ BEKE MÁRIA, KECSKEMÉTI TIBOR, NAGYMAROSY ANDRÁS, PELIKÁN PÁL és SZENTPÉTERY ILDIKÓ (Budapest) konzultációkkal, CORNELIS W. DROOGER (Utrecht) beszerezhetetlen különlenyomatok küldésével nyújtott nagy segítséget.

Mindannyiuknak ezúton mondok köszönetet.

IRODALOM – REFERENCES

- ADAMS C. G. 1987: On the classification of the Lepidocyclinidae (Foraminiferida) with redescrptions of the unrelated Paleocene genera *Actinosiphon* and *Orbitosiphon*. — *Micropaleontology*, 33. (4), 289–317.
- BÁLDI T. 1975: 2. Faziostratotypus: Novaj, Nyárjas, Hungary (Boundary Stratotype: Kiscellian) (Egerian; O/OM_{ab/c}). In *Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän OM Egerien*. — Veda, Bratislava: 124–133.
- BÁLDI-BEKE M.—BÁLDI T. 1974: A novaji típuszelvény (kiscellien—egerien) nannoplanktonja és makrofaunája. — *Földt. Közl.* 104.: 60–88.

- BÁLDI T.—BÁLDI-BEKE M. 1986: A Magyar Paleogén Medencék fejlődése (The Evolution of the Hungarian Paleogene Basins). — Ősl. Viták (Discuss. Palaeont.) 33.: 95—145.
- BÁLDI T.—B. BEKE M.—HORVÁTH M.—KECSKEMÉTI T.—MONOSTORI M.—NAGYMAROSY A. 1976: A Hárshegy Homokkő kora és képződési körülményei. — Földt. Közl. 106.: 353—386.
- BÁLDI T.—KECSKEMÉTI T.—NYÍRÓ M. R.—DROOGER C. W. 1961: Neue Angaben zur Grenzziehung zwischen Chatt und Aquitan in der Umgebung von Eger (Nordungarn). — Ann. Mus. Nat. Mus. Nat. Hung. 53.: 67—132.
- BÁLDI T.—SENEŠ J. 1975: Die Definition der Zeitenheit OM—Egerien. In Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän OM Egerien. — Veda, Bratislava: 41—42.
- BALOGH K. 1964: A Bükk hegység földtani képződményei. — Földt. Int. Évk. 48. (2): 241—719.
- BERGGREN W. A.—KENT D. V.—FLYNN J. J. 1985: Paleogene geochronology and chronostratigraphy. In SPELLING N. J. (ed.): Geochronology and the Geological Record.—Geol. Soc. London Spec. Paper.
- BLANCKENHORN H. 1890: Das Eozän in Syrien, mit besonderer Berücksichtigung Nord-Syriens. — Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 63.: 318—342.
- BLONDEAU A. 1972: Les Nummulites. — Libr. Vuibert, Paris.
- BOCK J. F. de 1976: Studies on some Miogypsinoidea—Miogypsina s. s. associations with special reference to morphological features. — Scripta Geologica, 36.: 137.
- BRÖNNIMANN P. 1940: Über die tertiären Orbitoiden und Miogypsiniden von NW Marokko. — Schweiz. Pal. Abh. 63. (1).
- BUTT A. 1966: Late Oligocene Foraminifera from Escornebœu, SW France. — Thesis, Ed. Schotanus et Jens, Utrecht.
- DEFANCE M. J. L. 1822: Dictionnaire des sciences naturelles. — Minéralogie et Géologie 25. Ler-rault, Paris.
- DROOGER C. W. 1952: Study of American Miogypsinidae. — Thesis, Univ. Utrecht.
- 1960: Miogypsina in northwestern Germany. — Proc. Kon. Ned. Ak. Wet. B 63. 38—50.
- 1961: Miogypsina in Hungary. — Proc. Kon. Ned. Ak. Wet. B 64. 417—427.
- 1963: Evolutionary trends in the Miogypsinidae. In Evolutionary trends in Foraminifera: 315—349. — Elsevier, Amsterdam—London—New York.
- DROOGER C. W. et al. 1986: Microfossils from the Oligocene of Ramla, Israel. — Isr. Journ. Earth Sci. 35: 197—206.
- DROOGER C. W.—FREUDENTHAL T. 1964: Associations of Miogypsina and Lepidocyclina at some European localities. — Ecl. geol. Helv. 57.: 509—528.
- DROOGER C. W.—LAAGLAND H. 1986: Larger foraminiferal zonation of the European—Mediterranean Oligocene. — Proc. Kon. Ned. Ak. Wet. B 89.: 135—148.
- DROOGER C. W.—MARKS P.—PAPP A. 1971: Smaller radiate Nummulites of northwestern Europe. — Utr. Micropal. Bull. 5.
- DROOGER C. W.—RAJU D. S. N. 1973: Protoconch diameter in the Miogypsinidae. — Proc. Kon. Ned. Ak. wet. B 76.: 206—216.
- FERRERO MORTARA E. 1987: Miogypsinidi della serie oligo-miocenica della Collina di Torino (Italia Nord-Occidentale). — Boll. Soc. Pal. Ital. 26.: 119—150.
- GORSEL J. T. van 1975: Evolutionary trends and stratigraphic significance of the Late Cretaceous Helicorbitoides—Lepidocyclina lineages. — Utr. Micropal. Bull. 12.
- HARDENBOL J.—BERGGREN W. A. 1978: A New Paleogene numerical time scale. — Amer. Ass. Petr. Geol. Publ. Studies in geology, 6.: 213—234.
- HECK S. E. van—DROOGER C. W. 1984: Primitive Lepidocyclina from San Vicente de la Barquera (N Spain). — Proc. Kon. Ned. Ak. Wet. B 87.: 301—318.
- HENSON F. R. S. 1937: Larger foraminifera from Aintab, Turkish Syria. — Ecl. geol. Helv. 30.: 45—57.
- HOTTINGER L. 1977: Foraminifères operculiniformes. — Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. C 40.
- JÁMBOR Á. 1959: A Bükk hegységi Kis-fennsík földtani újravizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—56-ról: 103—122.
- JÁMBORNÉ KNESS M. 1988: Magyarország eocén kori nagy Foraminiferidái (Les grands foraminifères éocènes de la Hongrie). — Geol. Hung. ser. Pal. 52.
- KECSKEMÉTI T.—VARGA P. 1984: Contribution to the Eocene/Oligocene Boundary problem in new profiles in Hungary on the basis of Large Foraminifera. — Acta Geol. Hung. 27.: 125—141.

- LANGE H. 1968: Die Evolution von Nephrolepidina und Eulepidina im Oligozän und Miozän der Insel Ithaka (Westgriechenland). — Thesis, Univ. München, Bramberger Fotodruck.
- LEMOINE P.—DOUVILLÉ R. 1904: Sur le genre *Lepidocyclina* GÜMBEL. — Mém. Soc. Geol. France, Paléont. 12. 2. (32): 1—41.
- LESS Gy. 1981: Új módszer orbitoid nagy Foraminiferák equatoriális metszetének tanulmányozására (New method for the examination of equatorial sections of larger orbitoid Foraminifera). — Földt. Int. Évi Jel. 1979-ről: 445—457.
- 1987: Az európai Orthophragminák őslénytana és rétegtana (Paleontology and Stratigraphy of the European Orthophragminae). — Geol. Hung. ser. Pal. 51.
- MATTEUCCI R.—SCHIAVINOTTO F. 1985: Two new species for the Mediterranean inornate *Cyclocypus* lineage. — Proc. Kon. Ned. Ak. Wet. B 88.: 123—130.
- MEULENKAMP J. E.—AMATO V. 1972: *Cyclocypus* and *Nephrolepidina* from the Oligocene of Molere (N Italy). — Proc. Kon. Ned. Ak. Wet. B 75.: 34—47.
- MICHELLOTTI G. 1861: Études sur le Miocène inférieur de l'Italie septentrionale. — Naturk. Verh. van de Bat. Holl. Maatsch. der Wett. te Haarlem 2. (15): 1—183.
- MULDER E. F. J. DE 1975: Microfauna and sedimentary—tectonic history of the oligo-miocene of the Ionian Islands and Western Epirus (Greece). — Utr. Micropal. Bull. 13.
- D'ORBIGNY A. 1826: Tableau méthodique de la Classe des Céphalopodes. — Ann. Sci. nat. Paris. 1. (7): 96—314.
- PAPP A. 1975: Die Grossforaminiferen des Egerien. In Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän OM Egerien: 289—307. — Veda, Bratislava.
- PAPP A.—STEININGER F.—RÖGL F. 1971: Bericht über die Ergebnisse der 3. Sitzung der Arbeitsgruppe Paratethys des Committee Mediterranean Neogene Stratigraphy, Wien, 1970. — Verh. Geol. B.—A.: 59—62.
- RAJU D. S. N. 1974: Study of Indian Miogypsinidae. — Utr. Micropal. Bull. 9.
- SILVESTRI A. 1907: Considerazioni paleontologiche et morphologiche sui generi Operculina, Heterostegina, *Cyclocypus*. — Boll. Soc. geol. Ital. 26.: 29—62.
- SIROTTI A. 1982: Phylogenetic classification of *Lepidocyclinidae*: a proposal. — Boll. Soc. Pal. Ital. 21.: 99—112.
- VAŇOVÁ M. 1975: *Lepidocyclina* and *Miogypsina* from the Faciostratotype Localities Budikovany and Bretka (South Slovakia). In Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän OM Egerien: 315—339. — Veda, Bratislava.
- VLERK I. M. VAN DER 1959: Modification de l'ontogénèse pendant l'évolution des *Lépidocyclines* (Foraminifères). — Bull. Soc. géol. Fr. 7. (1): 669—673.
- 1963: Biometric research on *Lepidocyclina*. — Micropaleontology 9.: 425—426.

UPPER OLIGOCENE LARGER FORAMINIFERS OF THE BÜKK MOUNTAINS

by

Gy. LESS

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC: 563.12:551.762.5(234.373.4)

Key-words: Foraminifera, Nummulitidae, Orbitoidacea, Miogypsinidae, Heterostegina, *Lepidocyclina*, new taxon, Oligocene, Chattian, Egerian, biometry, taxonomy, biostratigraphy, paleoecology, Bükk Mts (NE Hungary)

The most famous locality of larger foraminifers of the Bükk Mountains is known at the Nyárjas-tető (Nyárjas summit) in the village of Novaj (Fig. 1.), published by BÁLDI-BEKE—BÁLDI (1974) and BÁLDI (1975) (Fig. 2.). Its larger foraminifers were described by DROOGER (1961), KECSKEMÉTI (1961) and PAPP (1975). The current examinations reported in this paper were made on lately collected samples marked NL and NM.

The outcrop at Csókás (Figs. 3—5), considered previously Upper Eocene (BALOGH 1964, JÁMBOR-KNESS 1988) was found to be a new locality for larger foraminifers. Samples marked C3 and C4 were investigated from here. The nannoflora of the samples yielded, according to M. BÁLDI-BEKE and A. NAGYMAROSI, an assemblage typical for zones NP₂₄₋₂₅. The Upper Oligocene sequence was formed by ingressive flooding, accumulated in a depression of the conical karst formed by Triassic limestones.

In the identification of the Oligocene larger foraminifers, works of BUTT (1966), DROOGER—PAPP—MARKS (1971), de MULDER (1975) and HOTTINGER (1977) were primarily considered, while geochronological evaluations were based on the Oligocene Larger Foraminifera zonation of DROOGER—LAAGLAND (1986). The distribution of taxa, found in samples NL, NM, C3 and C4, respectively, in good state of preservation and suitable for biometrical investigation are demonstrated in Table 2. All the four samples are of Upper Chattian age. Samples from Csókás are slightly older. In the stage division of the Central Paratethys, the fauna from Novaj is definitely Egerian while that of the Csókás samples can only be placed at the basis of the Egerian stage with certain reservations. The isolated larger foraminifer specimens in the samples remaining after decantation were chipped, dyed, and photographed, according to the previously published procedure (LESS 1981, 1987). The figured specimens are found in the Oligocene collection of the Museum of the Hungarian Geological Survey with inventory Nos. o. 394—445.

For the purpose of biometrical investigation, the following parameters were recorded:

External features (measured only for two Nummulites populations, i.e., NM and C3):

W = maximum thickness of the test } W and L are measured in μm , with 5 μm accuracy,
L = maximum diameter of the test } by the help of indicator clock

The ratio of the above features ($V = W/L$) gives us the robusticity index of the test.

A forms in equatorial sections displayed by chipping

P_1 = diameter of the protoconch measured in right angle to the symmetry axis of the embryo, from the interiors of one wall to that of the other wall (measured in μm , only for Nummulites).

P_2 , D_1 , D_2 , a and b (see Fig. 6 as well):

R = the index of the embracement of the protoconch. It can be obtained according to the following equation:

$$R = 100 \times \frac{a + P_2}{P_2},$$

E = the index of the "excentricity" of the embryo. It can be obtained from the following equation:

$$E = 100 \times \frac{b}{D_2/2} = 100 \times \frac{D_2/2 - (a + P_2/2)}{D_2/2} = 100 \times \left(1 - \frac{2a + P_2}{D_2}\right),$$

Q = the dimensional relation of two chambers of the embryo. It can be obtained from the equation:

$$Q = 100 \times \frac{D_1}{P_1}.$$

Starting from P_1 , these parameters differ from those described by LESS (1987, p. 13, 58) only in one way, i.e., the dimensions of the embryo are measured not from the external wall till to external wall but, following more general practices, from the medium of the wall to the medium of the wall on the other side. The other difference is the value of the parameters E, R and Q, which are expressed here in percentages.

Special parameters of the spira of Nummulitidae are the following:

F=the number of the so-called operculinide chambers, namely the ones following the embryo but not dissected into secondary chambers (only in the case of *Planoperculina heterostegina* and *Heterostegina assilinoidea*).

$K_1, K_{1.5}, K_2, K_{2.5}, K_3$ =the number of the chambers following the embryo the first 1, 1.5, 2, 2.5, and 3 whorls respectively, including the last chamber of the whorl as well.

$M_1, M_{1.5}, M_2, M_{2.5}, M_3$ =the diameter of the whorls 1, 1.5, 2, 2.5 and 3 whorls respectively, in μms .

$S_{1.25}, S_{1.5}, S_{1.75}, S_2, S_{2.5}$ and S_3 =indices of spira-openings at the whorls 1.25, 1.5, 1.75, 2, 2.5 and 3. It can be obtained from the following equation:

$$S_n = 100 \times \frac{M_n - M_{n-1}}{M_{n-1}}$$

The indices of spira-openings demonstrate, expressed in percentages, how much the spirae are opened, compared to that of the previous whorls.

The special parameters of the equatorial chambers of Lepidocyclinae are as follows:

C=number of adauxiliary chambers (which are immediately connected to the deuteroconch only, in so-called "stolon" connection)

N=the number of the chambers around the deuteroconch (principal auxiliary, ad- and interauxiliary chambers)

G=the ratio of adauxiliary chambers around the deuteroconch. It can be calculated:

$$G = 100 \times \frac{C}{N-1}$$

[from the two main auxiliary chambers, only one should be considered, because partly (in half) they are already incorporating the protoconch as well. Therefore we have $N-1$ in the denominator.] This parameter is introduced instead of parameter B of van der VLERK 1963, previously in use for the description of Lepidocyclinae but discarded due to tedious measurement technique.

H=the height of the normally developed adauxiliary chamber in μms . For the measurement procedure, see LESS 1987, Fig. 9.

T=the joint height of the first 10 cycles, measured from the edge of the embryo, in μms .

Special parameters for the primary, spirally wound chamber series of Miogypsinae: X, Y, Z and γ =after DROOGER (1952, 1963), these parameters are uniformly used, worldwide (see also RAJU 1974, DE MULDER 1975). X, Y and Z are numbers without unit of measure, while γ is understood in degrees.

Parameters measured in the equatorial section of *B forms* for Lepidocyclinae and Miogypsinae are

P_1 = same as for A forms,

N_u , D_u , N_{sp} , D_{sp} (see also Fig. 7)

N_u = number of uniaptertural chambers (with one aperture only),

D_u = the diameter of the spiral of uniaptertural chambers,

N_{sp} = number of chambers of the primary spiral,

D_{sp} = diameter of the primary spiral.

In case of the A forms, the arithmetical mean value of the parameters were calculated for the individual tests in each population, the standard deviation (opposed to LESS 1987, without the Bessel-correction), variability (standard deviation/mean value) as well as the so-called standard error of the mean values (standard deviation/square root of the number of individuals tested).

Description of the species

Nummulites kecskeméti n. sp.

Plate I, figs 1–6; Plate II, figs 1–3

1966. *Nummulites buillei* DE LA HARPE—BUTT, pp. 90–92, pl. 8. figs. 19–21, text-figs. 13–14.

1971. *Nummulites "tournoueri-buillei"* — DROGGER—MARKS—PAPP pl. 5. figs. 1–4

Derivatio nominis: in honour of DR. TIBOR KECSKEMÉTI, outstanding Hungarian specialist of Larger Forams.

Holotypus: Preparatum no 0–396 in the collection of the Museum of the Hungarian Geological Institute (Plate I., Photo 3.)

Locus typicus: Novaj, Nyárjas-tető, sample NM.

Stratum typicum: Upper Chattian Substage, corresponding to Lower Egerian according to Central Paratethys stage division.

Diagnosis: The test is of small diameter, very flat, involute with the following ornamentation: medially dotted with radial septa on the edges. The embryo is very small, the spiral lamella is thin, the spira is lax. The septa are sickleform, bended, conjoining the lower lamella in nearly right angle, while with the upper lamella in extremely acute angle. The height of the individual chambers is about 2–3 times longer than their length.

External features: Tests of small diameter (1.4–4 mm), thin (0.3–0.6 mm) and sometimes irregular form. The surface of the test is ornamented by, densely spaced S-form radial septa-lines. Quite often, the line of the spiral wall can be traced on the surface.

Internal features: The equatorial section of the A forms (see Plate 3 as well): the protoconch is small ($P_1 = 40–100 \mu\text{m}$), the embryo is isolepidine. The spira is loose, operculinide, gradually increasing. Its form, however, is often irregular. The number of whorls is typically 2.5–3. The spiral lamella is thin, its thickness is about 5–10 times smaller than the height of the chamber. The chambers are sickle-form, their height is 2–3 (perhaps 4) times bigger than that of the width. The walls separating the chambers (septa) are running, for about half the height of the chamber, almost in right angle compared to the lower plate than turning relatively abruptly and reach the upper wall of the spiral at an angle of $10^\circ–15^\circ$.

Equatorial section of B forms: On the basis of two specimens found in the Novaj section the only difference is the smaller protoculum ($P_1 = 20-25 \mu\text{m}$).

Remarks: The internal biometrical characteristics of the Escornebéou (SW Aquitania) forms described by BUTT (1966) and DROOGER—MARKS—PAPP (1971) and those of the Hungarian specimens are practically equal. On the basis of the illustrations published, the spira of the French specimens is less lax, the chambers are slightly lower (their height is only 1.5–2 times larger than their width). Apart from this single more important difference, which can probably be reasoned by environmental factors, the similar stratigraphical level also indicates that these geographically distant specimens probably belonged to one species.

This species was determined by BUTT (1966) as *Nummulites bouillei*, the stratigraphical distribution of which comprises the Upper Eocene and the beginning of the Lower Oligocene. In France, it is not known to occur together with Lepidocyclinae or, what's more, Miogypsinae. Another important difference is that the protoconch of the Late Eocene *Nummulites bouillei* is much larger (150–200 μm) and the angle between the septa and the upper spiral lamella is not as acute as that of the forms described here.

DROOGER—MARKS—PAPP (1971) questioned the correctness of the determination of BUTT (1966), due to the considerable stratigraphical gap and comparison with the specimens from Rocher de la Vierge in Biarritz (op. cit. p. 103): "... we now doubt whether BUTT's determination (1966) of the Escornebéou *Nummulites* as *N. bouillei* is correct we prefer to leave the naming undecided pending their [sic] research of the smaller *Nummulites* of the Aquitaine basin." It is another question, that in our opinion the photos of the specimens from Rocher de la Vierge, serving for the basis of comparison, demonstrate *Nummulites vascus* JOLY et LEYMERIE instead.

A the specimens described could not be assigned to any of the specimens known so far, it was separated here as new species which has, as the last known European *Nummulites*, probably considerable stratigraphical value at the top of the Oligocene.

The obscurity attested so far may probably be reasoned by that on a first look it could be easily taken for an Operculina or an Amphistegina on the basis of its flat discoid form and therefore not enough attention was focused on it. The fact that we have to do with a real *Nummulites* here is proved by the existence of the so-called "trabécules transverses" system (Plate I. fig. 4.) which is, in the opinion of HOTTINGER (1977) typical for *Nummulites* only.

The species *Nummulites kecskemetii* is probably a species of non-European origin. This can be supported by the followings: Lower Oligocene *Nummulites* (*N. fichteli*, *N. vascus*, *N. bouillei*) generally have much larger embryo and, in case of larger foraminifers, the dramatic decrease of the size of the embryo in course of phylogenesis would be a very unusual feature. Very close resemblance to the Oligocene *Nummulites panamensis* CUSHMAN (BLONDEAU 1972, pl. 37, figs. 11–12) indicate the hypothesis that this species is of American origin. In course of the Oligocene, infiltration of American elements into Mediterranean waters is no unusual feature. It is widely accepted that Lepidocyclinae and Miogypsinae arrived the same way.

Variability: The form of the septa is somewhat different by the Novaj and the Csókás specimens, respectively. In case of the latter, the septa are relatively continuously arched, while in case of the Csókás forms the wall separating the chambers is almost broken, roughly about half of the height of the chamber or even higher. The septa of the Escornebéou forms is similar to that of the Novaj forms, while those of Csókás is nearer to *Nummulites panamensis*.

There is a considerable difference between the relative "flatness" of the Csókás, Novaj and Escornebéou specimens. The flattest of all are the specimens from Csókás due, partly,

to their larger diameter because with the progressive onthogenesis, the tests will be even flatter (see Fig. 8.) At the same time, comparing tests with the same diameter we find also the specimens from Csókás more flat than the others. According to HOTTINGER (1977), more flat tests indicate increasing water depth, that is, probably, the other reason for the actual flatness is of environmental origin. This is further supported by the S values denoting the tightness of the spira.

It is more difficult to understand the reason of the relative thickness of the Escornebéou forms (based on the data of DROOGER—MARKS—PAPP 1971, the values of the parameter V at the two populations investigated is 38.4 and 41.5 %, respectively). The considerable difference in this value from the Hungarian specimens can be partly explained by the measurement procedure applied, namely, DROOGER & AL. measured the thickness of the opened half-test, and taking this value two times they divided it with the diameter of the test. As the equatorial surface is never really in a plane, using this method we always get higher values than the reality. Also, the Escornebéou tests could be more bulky because their diameter is smaller and, consequently, they are on a lower level of onthogenesis. Another aspect can be that a more shallow water depth can also be supposed than that of Novaj.

Range: Upper Chattian Substage

SW France (Escornebéou), N Hungary (Novaj, Csókás, Rudabánya, borehole 390).

Planoperculina complanata (DEFRANCE) 1822

Plate II, figs 4–5; Plate III, figs 1–4

1822. *Lenticulites complanata* n. sp. — DEFRANCE, p. 453

1826. *Operculina complanata* (DEFRANCE) — D'ORBIGNY, p. 281, pl. 14, figs. 7–19

partim 1966. *Operculina complanata* (DEFRANCE) — BUTT, pp. 88–90, pl. 8, figs. 9–13 (non 14–15?)

1975. *Operculina complanata* (DEFRANCE) — PAPP, p. 289, pl. 1, fig. 1

partim 1977. *Operculina complanata* (DEFRANCE) — HOTTINGER, pp. 101–105, pl. 39, figs. 1, 3, 5–6, pl. 40, figs. 1–6 (?), text-figs. 39 A–E, 40 A–D, 41 C–E (?)

Description:

External features: Medium large diameter (2–6 mm), very thin test (average thickness 0.3–0.5 mm). The form of the test is slightly oval, evolute. The umbo over the prolocum, the spiral lamella and the line of the sickle-form septa are visible on the surface. The latter ones are interrupted, and their intensity is variable. No granulation is found. According to data from the literature (HOTTINGER 1977, pl. 39, figs 5, 6) the diameter of B forms can reach as much as 15 mm.

Internal features: The equatorial section of the A forms (see also Table 4): Medium size, semi-isolepidine embryo (generally between the iso- and nephrolepidine type), gradually increasing flat spira, thin spiral lamella, dense, high, sickle-form bent septa, transected by “stolons” standing at 60–80 degrees to the wall, evenly paced. Very rarely, there are secondary lateral protrudings (septal flaps) on the septa between the stolons.

The equatorial section of B forms: Based on three specimens found at Novaj, the only difference compared to A forms is the much smaller prolocum ($P=21-35\ \mu\text{m}$).

Remarks: “complanata” forms, widely distributed in the Upper Oligocene and the Lower Miocene, were re-assigned by HOTTINGER (1977) from the *Operculina* genus to the *Planoperculina*, genus, set up by himself. The reason for this is argued mainly by the existence of the septal flaps which are not typical for the *Operculinae*. This phenomenon is more characteristic of Lower Miocene forms, but it can be observed sometimes on the Hungarian Upper Oligocene “complanata” forms.

Variability: The intensity of the septal crest observable on the surface of the test is changing. Even more variable is the size of the embryo, especially at the Csókás specimens. In case of these, two main types can be observed with considerable overlapping.

a) the embryo of the type "X" ($P_1 > 170-180 \mu\text{m}$), and the diameter of the first whorl is also larger ($M_1 > 1000 \mu\text{m}$). The crest of these forms is more protruding and the septa are also more prominent on the external surface of the test. This tendency is valid in the broad lines only. In sample C3, these forms are in majority, while in C4, they are hardly found.

b) the embryo of the type "Y" ($P_1 < 170-180 \mu\text{m}$), and the diameter of the first whorl is also smaller ($M_1 < 1000 \mu\text{m}$). The crest is obscure, the line of the septa are dimly visible on the surface of test. This is also a broad tendency only. The bulk of sample C4 is composed from these forms while they are subordinated in sample C3.

The forms of the samples NM and NL are uniformly representing type "X" as regards internal features. In respect of external features, however, considerable number of "Y" types could be observed as well. It should be noted as well that the spira-opening index of the C3 population is greater for all values (from $\bar{S}_{1.25}$ till $\bar{S}_{2.0}$) than the populations represented by samples C4 and NM, same as for *Nummulites kecskemetii* and *Planoperculina heterostegina*. This is probably in connection with the deeper water level.

Range: from the middle of the Chattian to the Burdigalian Stage

Morocco, Spain, W Aquitania, Israel (Ramleh), S Slovakia (Budikovany), N Hungary (Novaj, Csókás).

Planoperculina heterostegina (SILVESTRI), 1907.

Plate III, figs 5—6; Plate IV, figs 1—3

1907. *Operculina complanata* (DEFrance) var. *heterostegina* n. var. — SILVESTRI, p. 36, pl. 2, fig. 4
- partim ?1966. *Operculina complanata* (DEFrance) — BUTT, pp. 88—90, pl. 8., figs. 14—15
1966. *Heterostegina* sp. — BUTT, p. 92, pl. 8. figs. 7—8
1975. *Heterostegina* n. sp. [sic] — PAPP, pp. 289—290. pl. 1. fig. 2.
1977. *Planoperculina complanata heterostegina* (SILVESTRI) — HOTTINGER, p. 105, textfigs. 41A—B
- partim 1977. *Planoperculina complanata* (DEFrance) — HOTTINGER, p. 101—105, pl. 39, figs. 2, 4

Description:

External features: Medium size (2—6 mm), very thin wall (average thickness 0.3—0.5 mm); slightly oval, evolute test. On the surface of the test, the crest is dim, the traces of the spiral plate cannot be spotted. The traces of the septa separating the chambers are sickle-form, bended and can be observed on the surface in the form of a dotted line. Between these lines, there are irregularly spaced rows of granula ornamenting the test. Data in literature (HOTTINGER, 1977 pl. 39, fig. 4) indicate that the diameter of B forms can be somewhat larger (7—8 mm) than those of the A forms.

Internal features: The equatorial section of the A form (see also Table 4.): Medium size semi-isolepidine embryo (generally between iso- and nephrolepidine type), widely distributed gradually increasing spira, thin spiral lamella, dense, high, sickle-form bent septa. After the first chambers there are lateral septal flaps on the walls of the chamber, dissecting into secondary chambers the original space. These flaps generally do not reach the next septum.

Equatorial section of B forms: Based on one example from Csókás (C4) and Novaj, respectively, there are two main differences compared to A forms: the smaller proloculum (21 and 30 μm) and the higher number of operculinid chambers (25 and 27). These latter are probably the result of the smaller prolocum, because the secondary septa appear also at about 1 mm diameter of the test, same as in case of the A forms.

Remarks: HOTTINGER (1977) described these forms as a subspecies of *Planoperculina complanata*, mentioning, as the only difference, the size of the lateral septal flaps.

In case of the samples investigated, however, *Planoperculina complanata* and the form in question forms two, definitely distinct populations and they are also different from the point of external appearance as well. These differences give, in our opinion, a firm basis to separate it as belonging to another species. At the same time, measurement results on the interior skeletal elements indicate that disregarding secondary septal flaps, this species is extremely similar to *P. complanata* type "Y" (see also Fig. 3.), thus probably it can be regarded as a descendant of that form.

Variability: Compared to *Planoperculina complanata*, this species is more unified, both in its external and internal features. The individuals of C3 population have, statistically, looser spira than that of C4 and NM. It can be probably explained by greater water depth.

Range: Middle and Upper Chattian

Morocco, N Italy, SW Aquitania, Israel (Ramleh), N Hungary (Novaj, Csókás).

Heterostegina assilinoides BLANCKENHORN, 1890 emend. HENSON, 1937

Plate IV, figs 4–5; Plate V, figs 1–2

- partim 1890. *Heterostegina assilinoides* n. sp. — BLANCKENHORN, p. 342, pl. 17. fig. 5. (non figs. 4,6)
 1937. *Heterostegina assilinoides* BLANCKENHORN emend. — HENSON, p. 48. pl. 4. figs. 1–5, pl. 6. fig. 2, tables 1–2
 1966. *Grzybowskia assilinoides* (BLANCKENHORN) — BUTT, BUTT, pp. 93–94, pl. 8. figs. 24–26
 1977. *Heterostegina assilinoides* BLANCKENHORN emend. HENSON — HOTTINGER, text-figs. 47A–B

Description:

External features: small (diameter: 2–3.5 mm), thin (thickness generally 0.5–0.7 mm) involute test. The surface of the test is ornamented with crest and dense granulation. Due to infavourable silting, the network of chambers cannot be observed on the surface.

Internal features: Equatorial section of A forms (see also Table 4.): Medium-size semi-isolepidine embryo, gradually widening spira, thin spiral plate, dense, high, sickle form bent septa. Generally, the secondary septa appear after 2–4 operculinid chamber which generally reach the following chamber wall. Equatorial section of B forms is so far unknown.

Remarks: The involute forms separated formerly under the name *Grzybowskia* are currently assigned, following the revision of HOTTINGER (1977), to *Heterosteginae*.

Variability: This species is present in considerable quantity in sample C4 only, thus this population cannot be compared with other populations as yet. The values of F possibly have stratigraphical significance.

Range: Middle and Upper Chattian

SW Aquitania (Escornebéou), Israel (Ramleh), Syria, N Hungary (Csókás, Novaj).

Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata (MICHELOTTI) 1861

Plate V, figs 3–6; Plate VI, figs 1–6

1861. *Orbitoides dilatata* n. sp. — MICHELOTTI, p. 17, pl. 1. figs. 1–2
 1904. *Lepidocyclina dilatata* (MICHELOTTI), — LEMOINE & R. DOUVILLÉ, p. 12, pl. 1., fig. 2., pl. 2. figs. 8, 21, pl. 3. figs. 10, 15
 1940. *Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata* (MICHELOTTI) — BRÖNNIMANN, pp. 44–46, pl. 4, figs. 4, 6, 10, pl. 5., figs. 15–17, pl. 6., figs. 6, 7, text-fig. 11

1961. *Lepidocyclina dilatata* (MICHELOTTI) — DROOGER, p. 423, text-fig. 10
 1961. *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) *dilatata* (MICHELOTTI) — KECSKEMÉTI in BÁLDI et al. pp. 83–84, pl. 2, figs. 3, 5, 6.
 1961. *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) *raulini* LEM. et R. DOUV.—KECSKEMÉTI in BÁLDI et al. pp. 84–85, pl. 2, figs. 4, 7, 8
 1961. *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) *hungarica* n. sp. — KECSKEMÉTI in BÁLDI et al. pp. 85–86, pl. 3, figs. 1–3
 1966. *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) *dilatata* (MICHELOTTI) — (BUTT), pp. 98–99, pl. 8, figs. 17–18.
 1968. *Eulepidina dilatata dilatata* (MICHELOTTI) — LANGE, pp. 51–55, pl. 3, fig. 1.
 1968. *Eulepidina dilatata* (MICHELOTTI) *concentrica* (SILVESTRI) — LANGE, pp. 55–56, pl. 3, fig. 2.
 1975. *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) *dilatata* (MICHELOTTI) — PAPP, pp. 290, pl. 3, figs. 1, 2, 5, 6.
 1975. *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) *dilatata* (MICHELOTTI) — VAŇOVÁ pp. 325–326 pl. 3, figs. 1–3, pl. 4, figs. 1–6, table 4.
 1981. *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) *dilatata* (MICHELOTTI) — LESS pl. 3, figs. 1–2

Description:

External features: Large diameter (5–20 mm), thin (0,5–1,5 mm), often bent, discoid shape test. Complete specimens are very rare. The umbo is dim, above the large embryo quite often a rimmed depression can be observed. Granulation is generally hardly visible, due to low lateral chambers. The rosette is of “Discocyclina” type (see LESS 1987). The granulae are of uniformly large diameter (60–100 μ m), distributed evenly on the surface of the test, surrounded by 6–7 lateral chambers.

Internal features: The equatorial section of A forms (see also Table 5.): Large, generally eulepidine embryo. The wall of the protoconch is thin, that of the deutoconch is thick (50–100 μ m). The principal and adauxiliary chambers are sometimes hardly observable, very low, surrounding the embryo only incompletely. The equatorial chambers with arched wall, arranged in cycles, are paced in a chess-board order. Their width is 100–130 μ m. According to SIROTTI (1982), its stolons are placed not in one plane. They are connected by two diagonal stolons with two chambers of the under- and above-lying chambers, respectively, while with the neighbouring chambers in the same cycle, they are connected with one annular stolon, each. This way one chamber has 6 stolons.

The equatorial section of B forms: $P=12-15 \mu$, $N_u=10-12$, $D_u=90-100 \mu$ m, $N_{sp}=13-14$, $D_{sp}=105-140 \mu$ m. The evolved equatorial chambers do not differ from those described by the A forms.

Remarks: The Eulepidinae are probably the most frequent larger foraminifers of the Upper Oligocene–Lower Miocene of the Tethys–Paratethys system. Among them, the “dilatata” form is most frequently cited. In spite of this, the level of scientific information on this species is lagging behind those of Nephrolepidinae. This has probably two explanations. One, that the equatorial section can be opened, by way of polished section, with more difficulties to be suitable for biometrical investigations, because the test is often bent and the embryo is fairly large. The other reason is the dim appearance of auxiliary chambers which are very difficult to observe, though the number of these is very informative for a stratigraphical interpretation.

Following the works of LANGE (1968), SIROTTI (1982), van HECK–DROOGER (1984), DROOGER–LAAGLAND (1986) and others, as well as samples investigated by us it is obvious that Eulepidinae and Nephrolepidinae represent two separate parallel lines of evolution within the Lepidocyclinae, thus the opinion of KECSKEMÉTI (in BÁLDI et al. 1976), i.e. that Eulepidinae represent a higher level of evolution than Nephrolepidinae within the Lepidocyclinae is rejected.

According to LANGE (1968) and SIROTTI (1982), Eulepidina and Nephrolepidina are separate genera within the Lepidocyclinidae. SIROTTI (1982) gives the following argumentation: the stolon-system of the equatorial layer of the Eulepidinae is different from that of

the Nephrolepidinae. In his opinion, the former taxon is the descendant of Eulinderinae while the latter is that of Helicolepidines. On the basis of the material in our possession, this problem cannot be solved. Anyway the differences observed on the material at hand are not so large that would make us join the formerly exposed opinion, which is, so far, in minority among researches of large forams all the more, that no differences in the juvenarium of B forms were found.

In spite of the very modest amount of data at our disposition, the evolution of Eulepidines can be considered fairly rapid. DROOGER—LAAGLAND (1986) separated two species in the Oligocene, namely *Lepidocyclina (Eulepidina) formosoides* R. DOUVILLÉ and *L. (E.) dilatata*. The former taxon is characteristic of the Lower Chattian, and the value of A_1 (the percentage of the outline of the protoconch covered by the deuteroconch) is around 70. Measuring the specimens representing the formosoides form on the photos of VAN HECK—DROOGER (1984) from the locality San Vicente de la Barquera (Spain), their value of $A_1=68,9$ can be considered, in our interpretation, $\bar{R}=82$ and $\bar{E}=57$. Further numerical values in the same population: $\bar{C}=6.6$, $\bar{P}_1=480-490 \mu\text{m}$, $\bar{D}_1 \approx \text{cca. } 850 \mu\text{m}$.

For the species *L. (E.) dilatata* typical for the Middle and Upper Chattian and intruding, partly, the Aquitanian as well, DROOGER—LAAGLAND (1986) published \bar{A}_1 values between 90—100. The corresponding values of the Csókás and Novaj specimens fall within the limits, but as far as we know, no biometrical measurements have been performed on this species as yet.

As possible descendant of *L. (E.) dilatata*, we find only one hint at SIROTTI (1982), mentioning the giant *Eulepidina elephantina* MUNIER—CHALMAS from the Burdigalian.

Variability: In our experience, the individual populations of this species are fairly homogeneous. The differences between the parameters of the individual populations can be explained with differences in stratigraphical position, namely, the embryo of the (statistically) youngest population, NL is the largest and most evolved, has the highest number of adauxiliary chambers, and their ratio compared to interauxiliary chambers (value G) is the highest as well. In our opinion, a more detailed statistical study on the biometrical characteristics of several populations, Eulepidinae could serve as a basis for a more detailed zonation of the Oligocene—Lower Miocene sequence.

Range: Middle and Upper Chattian substages as well as parts of the Lower Miocene (according to DROOGER—LAAGLAND 1986).

The geographical distribution of the species is extremely wide: Morocco, Spain, France, Italy, Malta, Yugoslavia (Orlek), N Hungary (Novaj, Csókás, Rudabánya borehole No 390), S Slovakia (Budikovany), Greece, Turkey, Israel, Iran, Somalia, Tanzania.

Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani LEMOINE et R. DOUVILLÉ 1904

Plate VII, figs 1—6; Plate VIII, figs 1—6; Plate IX, figs 1—2

1904. *Lepidocyclina morgani* n. sp. — LEMOINE et R. DOUVILLÉ pp. 12., 15, 17, pl. 2, figs. 4, 12; pl. 3, fig. 2
1961. *Lepidocyclina morgani* LEMOINE et R. DOUVILLÉ—DROOGER, p. 422, text-figs. 8—9
1961. *Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani* LEMOINE et R. DOUVILLÉ—KECSKEMÉTI in BÁLDI et al., pp. 82—83, pl. 2, figs. 1—2, text-fig. 9.
1964. *Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani* LEMOINE et R. DOUVILLÉ—DROOGER et FREUDENTHAL, pp. 515—516, 518, 521.
1966. *Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani* LEMOINE et R. DOUVILLÉ—BUTT, pp. 94—95, 98; pl. 8, fig. 16, table 2
1968. *Nephrolepidina morgani* (LEMOINE et R. DOUVILLÉ) — Lange, pp. 63—68, pl. 1, fig. 2.
1975. *Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani* LEMOINE et R. DOUVILLÉ — DE MULDER, p. 64, pl. 3, fig. 9; pl. 4, figs. 4—7

1975. *Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani* LEMOINE et R. DOUVILLÉ—VAŇOVÁ pp. 317–324, pl. 1, figs. 1–12; pl. 2, figs. 1–10; pl. 3, fig. 4, tables 1–3
 1981. *Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri* LEMOINE et R. DOUVILLÉ—LESS pl. 3, figs. 2, 4, 5
 1982. *Nephrolepidina morgani* (LEMOINE et R. DOUVILLÉ) — SIROTTI pl. 2, figs. 9
 1987. *Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani* LEMOINE et R. DOUVILLÉ — ADAMS pl. 3, figs. 1–4

Description:

External features: medium size (2.5–5 mm), relatively inflated test (1–1.5 mm thick). The thickness of the test is relatively gradually decreasing from the protruding umbo till the edges. The considerably well developed granulation is uneven, the granula (or, quite often, only one granulum) on the umbo is very large (100–200 μm), while those at the margins are very small. The rosette is of “marthae” type (LESS 1987), each granulum is surrounded by 8–10 lateral chambers.

Internal features: Equatorial section of A forms (see also Table 5. as well): medium size nephrolepidine or semi-isolepidine embryo. The wall of the deuteroconch is of medium thickness (20–60 μm), same as the external wall of the protoconch. The internal wall of the latter is somewhat thinner. The principal and adauxiliary chambers surround about half of the total wall length of the embryo. The equatorial chambers arranged in cycles resembling pattern of pine-cone scales, their width is 50–70 μm . The equatorial chambers in the first 5–10 cycles are not in contact with each other, having only 4 diagonal stolons each. After these first cycles, the chambers of the same cycle are connected to each other with an annular stolon.

Equatorial section of B forms: $P=14-19 \mu\text{m}$, $N_u=8-12$, $D_u=75-105 \mu\text{m}$, $N_{sp}=12-15$, $D_{sp}=95-145 \mu\text{m}$. The more evolved equatorial chambers do not differ from those described by the A forms.

Remarks: The stratigraphy of European Nephrolepidines is completely clear, due to the activity of van der VLERK (1959, 1963), DROOGER—FREUDENTHAL (1964), LANGE (1968) and DE MULDER (1975). On the basis of their results, supported by biometrical data, the Nephrolepidines form one single line of evolutionary development from the Chattian till the Burdigalian, divided into 3 evolutionary stage (species). These are the following [according to DE MULDER (1975), with their age after DROOGER—LAAGLAND 1986]:

a) *Lepidocyclina (Nephrolepidina) praemarginata* R. DOUVILLÉ, with diagnosis $\bar{C} < 3$ and $\bar{A}_1 < 40$ (Lower Chattian),

b) *L. (N.) morgani* LEMOINE et R. DOUVILLÉ, with diagnosis $\bar{C} = 3-5.25$ and $\bar{A}_1 = 40-45$ (Upper Chattian and Aquitanian),

c) *L. (N.) tournoueri* LEMOINE et R. DOUVILLÉ, with diagnosis $\bar{C} > 5.25$ and $\bar{A}_1 > 45$ (Burdigalian). As we can see on Table 5, both populations from Novaj and Csókás belong to *L. (N.) morgani*, and within this species, nearer to the *L. (N.) praemarginata* form.

Variability: The Hungarian forms are homogeneous from the point of external features, and the same can be stated for internal features of the individual populations as well.

It is striking that the embryo of the Novaj specimens is statistically smaller than those of the Csókás specimens, while our expectations based on the analysis of the other great forams would suggest the opposite tendency. The same phenomenon can be observed at the Budikovany and Bretka populations published by VAŇOVÁ (1975), where the embryo of the unambiguously older Budikovany specimens is essentially larger.

This phenomenon could be explained several ways. In our opinion it is possible that the Nephrolepidines entered the Central Paratethys in two waves, thus first a group with larger embryo arrived (Csókás, Budikovany), followed by a younger assemblage with smaller embryo (Novaj, Bretka).

Range: Upper Chattian and Aquitanian stages in the Tethys and Paratethys

SW Aquitania (Escornebéou), N, Germany (Doberg), Slovenia (Zagorje, Tuhinjska Dolina), N Hungary (Novaj, Csókás), S Slovakia (Bretka, Budikovany).

Miogypsina (Miogypsina) septentrionalis DROOGER, 1960

Plate IX, figs 3–8.

1960. *Miogypsina (Miogypsina) septentrionalis* n. sp. — DROOGER, p. 41, pl. 1, figs. 1–2, pl. 3, figs. 1–8.
1961. *Miogypsina (Miogypsina) septentrionalis* DROOGER—DROOGER, pp. 418–421, text-figs. 3–7.
1976. *Miogypsina (Miogypsina) septentrionalis* DROOGER—DE BOCK p. 16.
1987. *Miogypsina (Miogypsina) septentrionalis* DROOGER—FERRERO MORTARA pp. 142–143, pl. 4, fig. 9; pl. 5, figs. 1–7, text-fig. 4f.

Description: The description of the specimens from the Novaj NM population can be found in DROOGER (1961). Complementing these data, the statistical values of the equatorial section of A-forms can be found in Table 6. Apart from the A forms, there were 3 B forms found as well. The relevant data are listed here: $P=18-22\ \mu\text{m}$, $N_u=22-27$, $N_{sp}=33-39$.

Remarks: The species originally described from Doberg, Germany (DROOGER 1960), the neostatotype of the Chattian stage was soon found at Novaj as well (DROOGER 1961). In their work of 1986, DROOGER and LAAGLAND considered the species *M. (M.) septentrionalis* is the Northern European equivalent of *Miogypsina (Miogypsinoides) formosensis* YABE et HANZAWA, and date it to the late phase of the Late Upper Chattian. From the comparative diagram of DROOGER and RAJU (1973) (op. cit. fig. 4.) it is apparent that the Novaj population is somewhat less developed than the Doberg assemblage, thus it can be a little older as well.

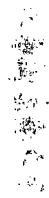
Recently, BOCK (1976) published the species from SW Aquitania, and FERRERO MORTARA (1987) from the environs of Torino. The parameters of these specimens were somewhat more developed showing nepionic stage, but their protoconch is smaller than those of the Doberg and Novaj specimens. These indications, at the same time, prove the existence of the species outside Northern Europe as well.

It should be noted that like DROOGER (1961) we also did not succeed in finding the species *Miogypsina (Miogypsinoides) formosensis* YABE et HANZAWA mentioned by PAPP (1975).

Variability: within the single population where it was found in our sample, no variability was observed.

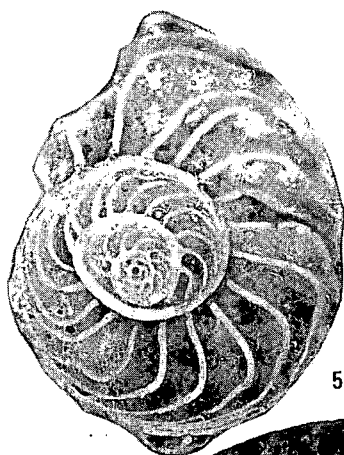
Range: Upper Chattian substage

N Germany (Doberg), SW France, N Italy, N Hungary (Novaj).

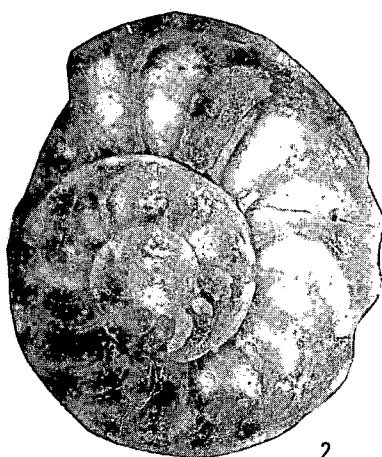
**I. tábla — Plate I**

Nummulites kecskemeti n. sp.

1. A-forma, félig felpattintott ház külseje, O. 394., 25×
- 2., 3., 5. A-forma, ekvatoriális metszet, 2. O. 395., 25×; 3. holotypus, O. 396., 40×;
5. O. 397., 25×
4. A-forma, kamraszerkezet „trabécules transverses”-vel, O. 395., 63×
6. B-forma, ekvatoriális metszet, O. 398., 40× Novaj, NM minta



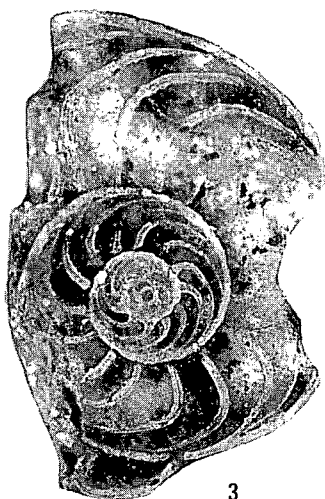
5



2



1



3



4



6

II. tábla — Plate II

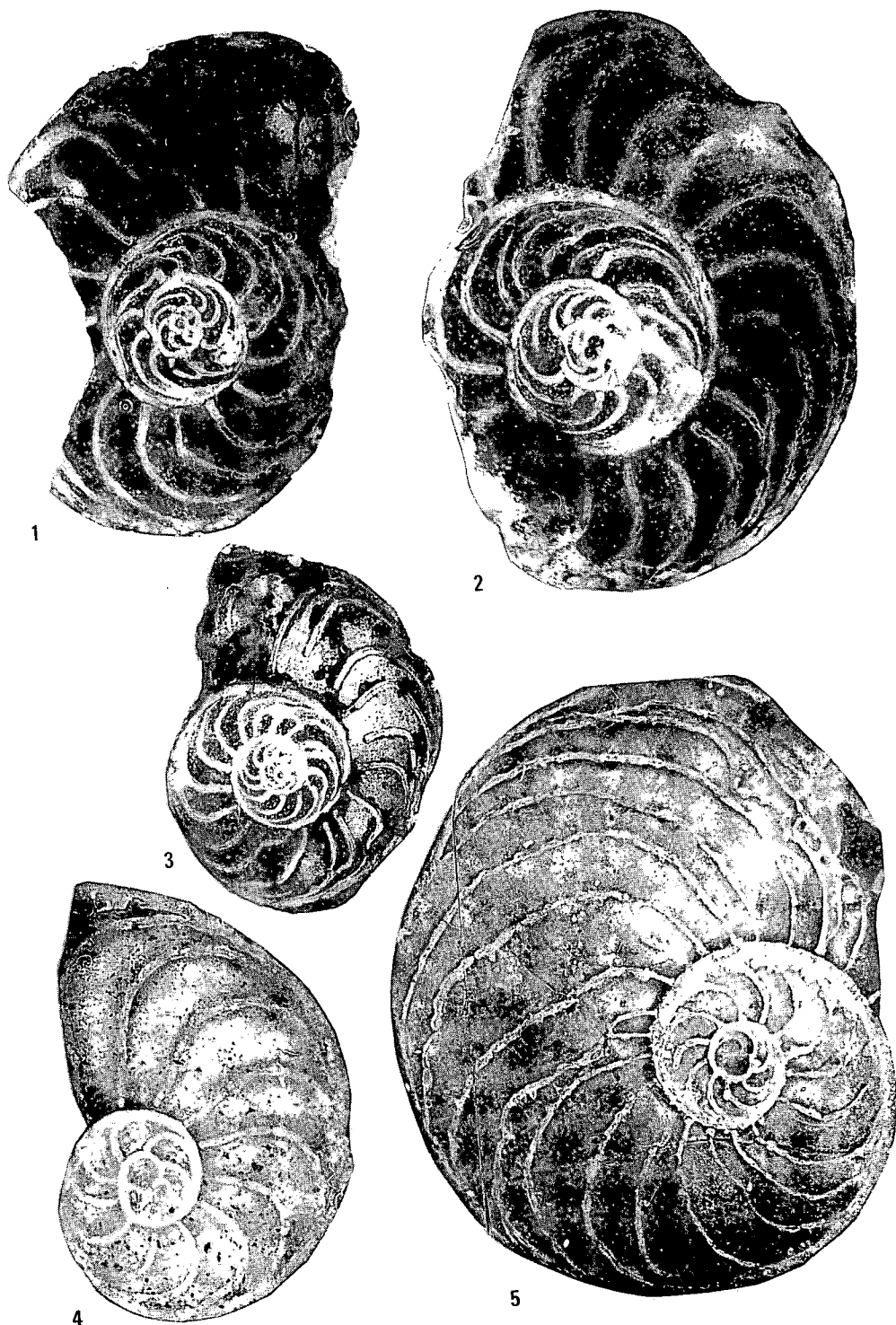
Nummulites kecskemetii n. sp.

1—3. A-forma, ekvatoriális metszet, 1. O. 399., 40×; 2. O. 400, 40×; 3. O. 401., 25×
Csókás, C 3 minta

Planoperculina complanata (DEFrance)

4. „X” változat, A-forma, ekvatoriális metszet, O. 402., 25×
Novaj, NM minta

5. „X” változat, A-forma, ekvatoriális metszet, O. 403., 25×
Novaj, NL minta

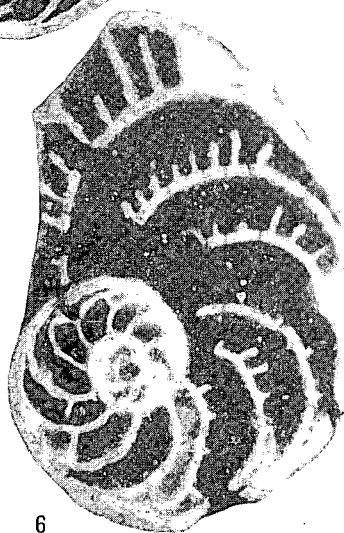
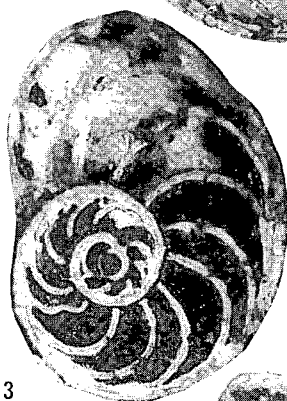
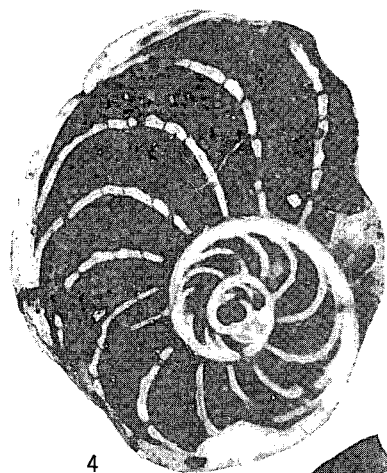
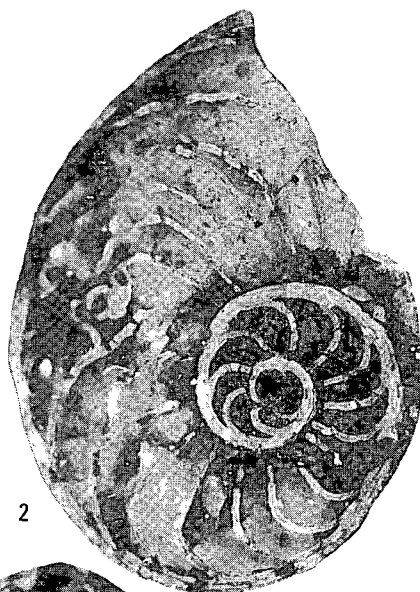
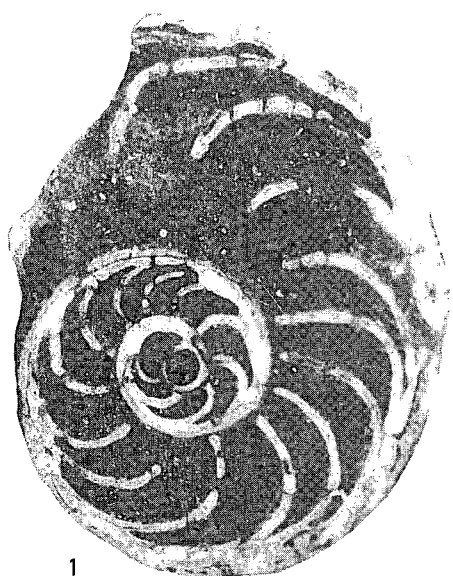


III. tábla — Plate III*Planoperculina complanata* (DEFrance)

1. „X” változat, A-forma, ekvatoriális metszet, O. 404., 40×
Csókás, C 4 minta
2. „X” változat, A-forma, ekvatoriális metszet, O. 405., 25×
Csókás, C 3 minta
- 3–4. „Y” változat, A-forma, ekvatoriális metszet, 40×, 3. O. 406.; 4. O. 407.
Csókás, C 4 minta

Planoperculina heterostegina (SILVESTRI)

5. A-forma, ekvatoriális metszet, O. 408., 25×
Novaj, NM minta
6. A-forma, ekvatoriális metszet, O. 409., 25×
Csókás, C 4 minta

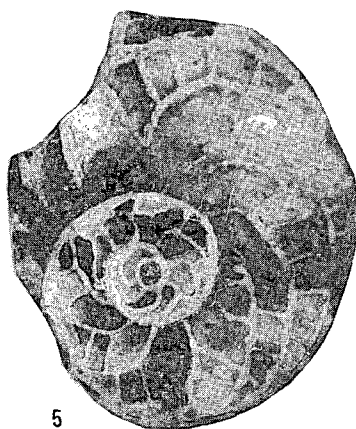
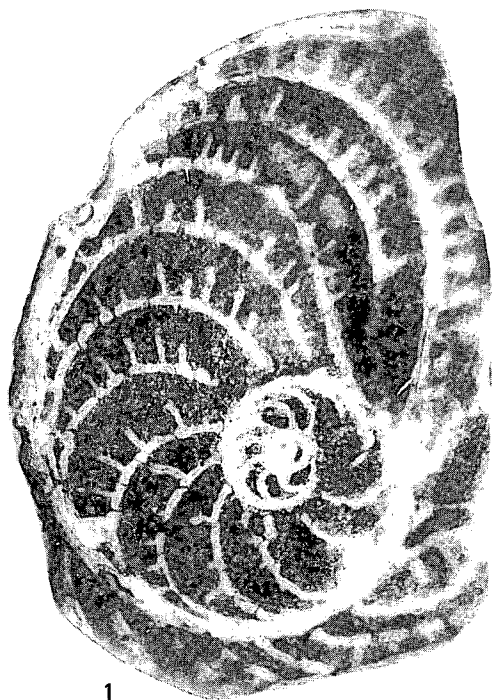


IV. tábla — Plate IV*Planoperculina heterostegina* (SILVESTRI)

1—3. A-forma, ekvatoriális metszet, 25×, 1. O. 410.; 2. O. 411.; 3. O. 412. két deutero-conchhal
Csókás, C 3 minta

Heterostegina assilinoidea BLANCKENHORN emend. HENSON

4—5. A-forma, ekvatoriális metszet, 25×, 4. O. 413.; 5. O. 414.
Csókás, C 4 minta



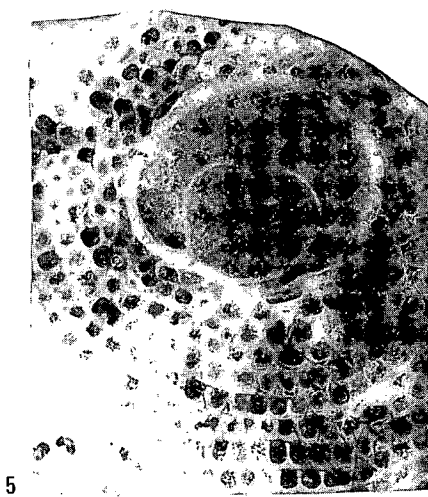
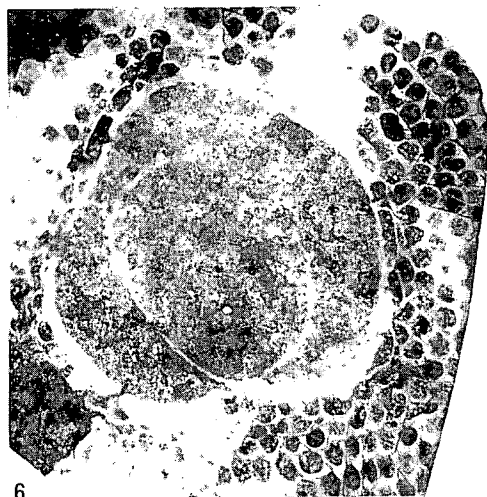
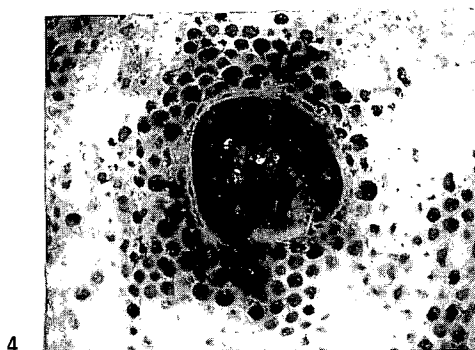
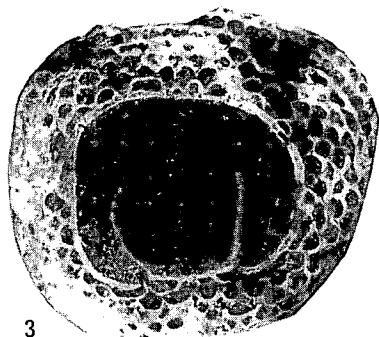
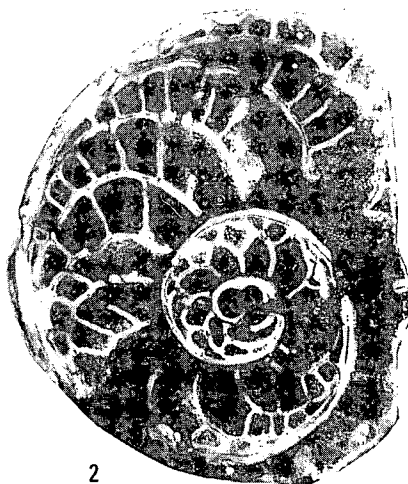
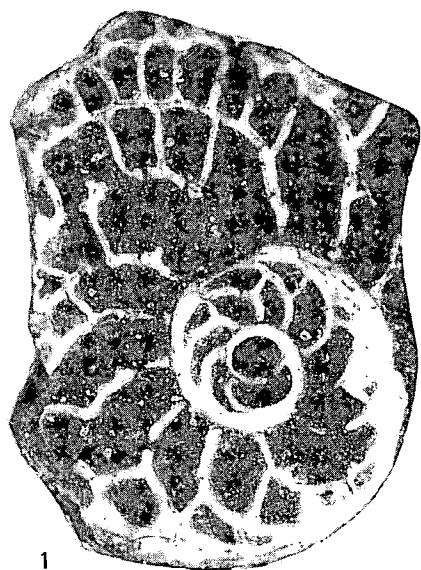
V. tábla — Plate V

Heterostegina assilinoidea BLANCKENHORN emend. HENSON

- 1—2. A-forma, ekvatoriális metszet, 1. O. 415, 40×; 2. O. 416., 25×
Csókás, C 4 minta

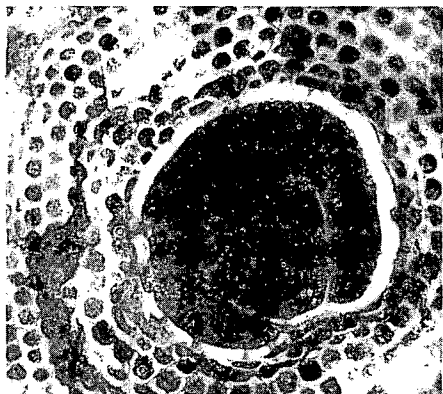
Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata (MICHELOTTI)

- 3., 4., 6. A-forma, ekvatoriális metszet, 25×, 3. O. 417.; 4. O. 418.; 6. O. 419.
Csókás, C 3 minta
5. A-forma, ekvatoriális metszet, O. 420., 25×
Csókás, C 4 minta

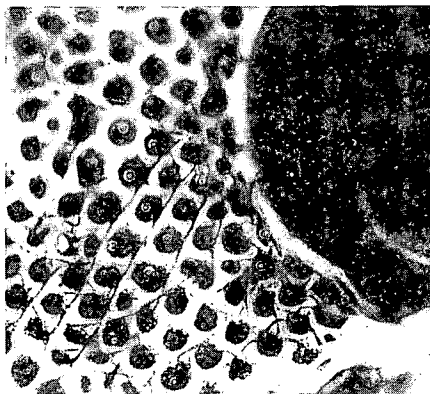


VI. tábla — Plate VI*Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata* (MICHELOTTI)

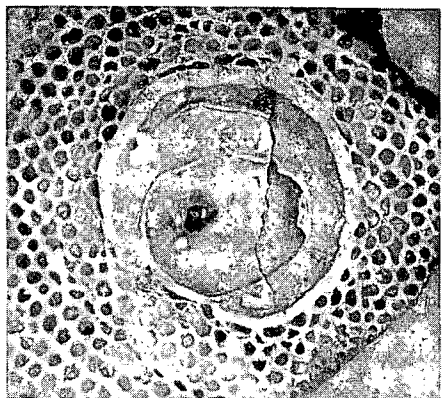
1. A-forma, ekvatoriális metszet, O. 421., 25×
2. A-forma, ekvatoriális kamrák, O. 422., 40×
- Csókás, C 4 minta
- 3—4. A-forma, ekvatoriális metszet, 25×, 3. O. 423.; 4. O. 424.
- 5—6. B-forma, ekvatoriális metszet, 63×, 5. O. 425.; 6. O. 426.
- Novaj, NL minta



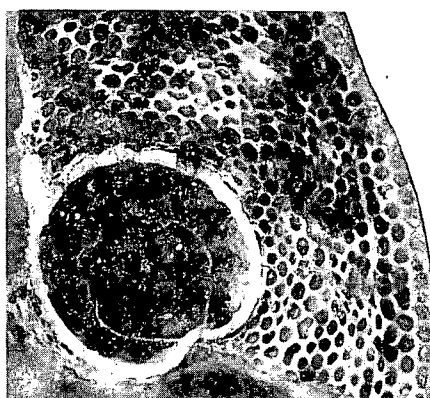
1



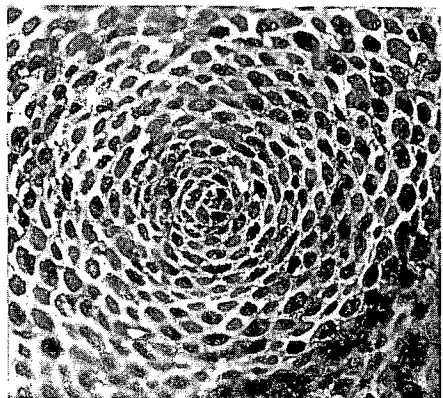
2



3



4



5

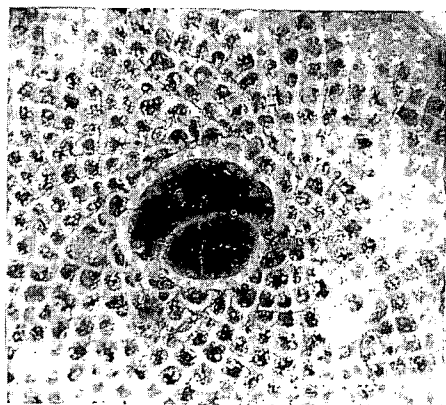


6

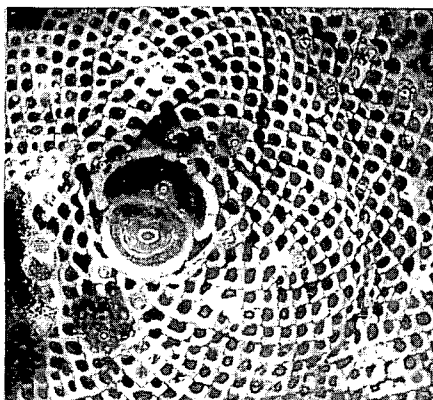
VII. tábla — Plate VII

Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani LEMOINE et R. DOUVILLÉ

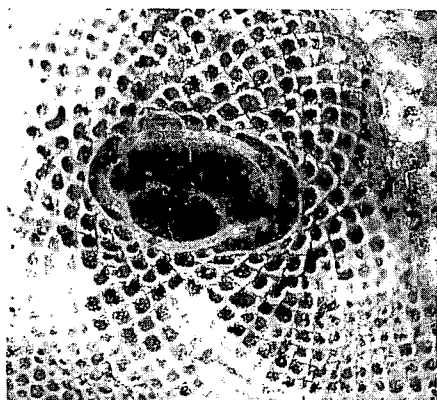
- 1—4. A-forma, ekvatoriális metszet, 40×, 1. O. 427.; 2. O. 428.; 3. O. 429.; 4. O. 430.
Csókás, C 3 minta
5. A-forma, ekvatoriális metszet, O. 431., 40×
6. B-forma, ekvatoriális metszet, O. 432., 63×
Csókás, C 4 minta



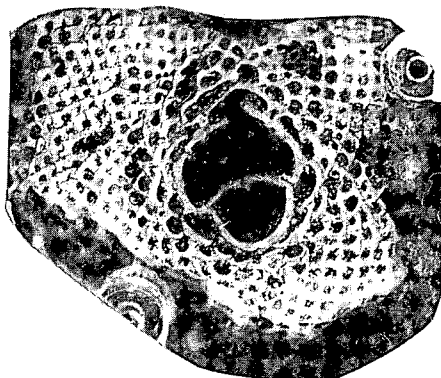
1



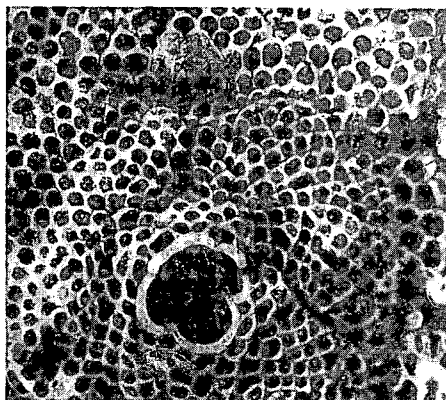
2



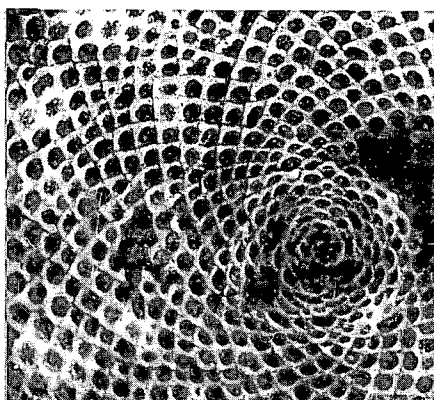
3



4



5



6

VIII. tábla — Plate VIII

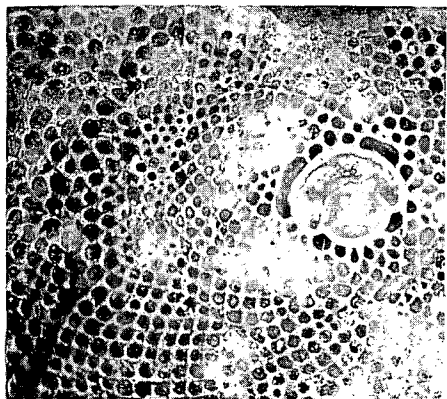
Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani LEMOINE et R. DOUVILLÉ

1—5. A-forma, ekvatoriális metszet, 40×, 1. O. 433.; 2. O. 434.; 3. O. 435.; 4. O. 436.;
5. O. 437.

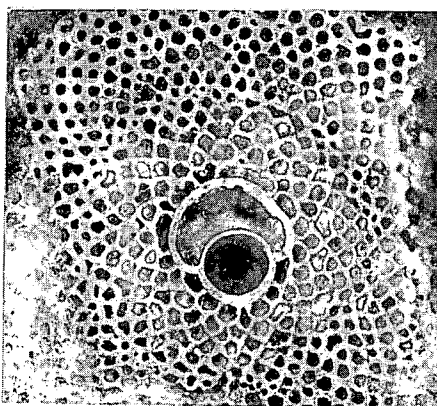
Novaj, NL minta

6. A-forma, ekvatoriális metszet, O. 438., 40×

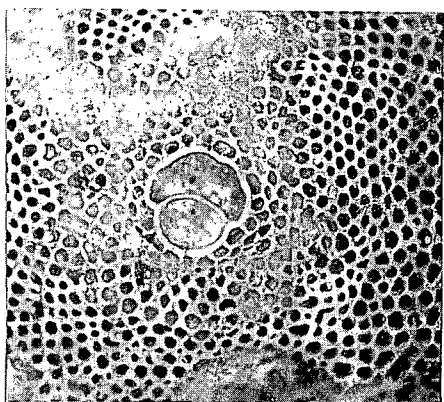
Novaj, NM minta



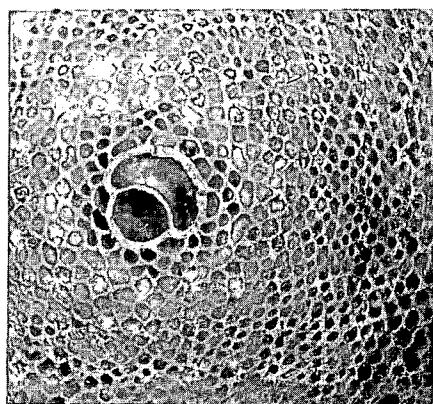
1



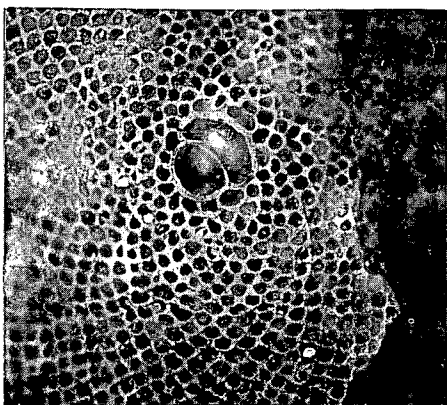
2



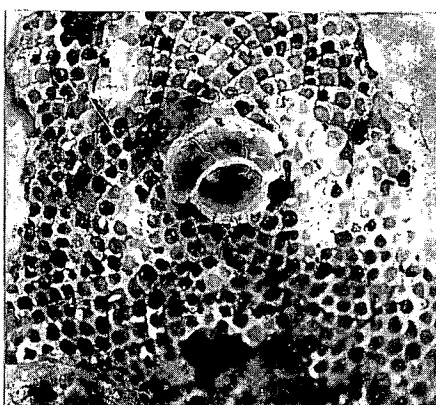
3



4



5



6

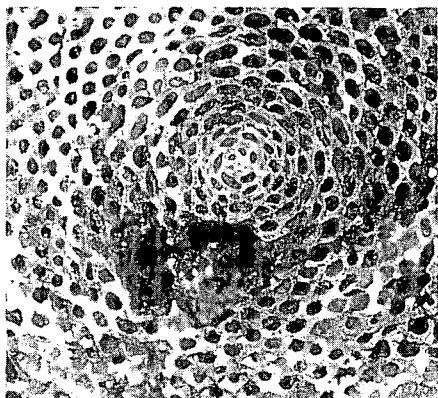
IX. tábla — Plate IX.

Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani LEMOINE et R. DOUVILLÉ

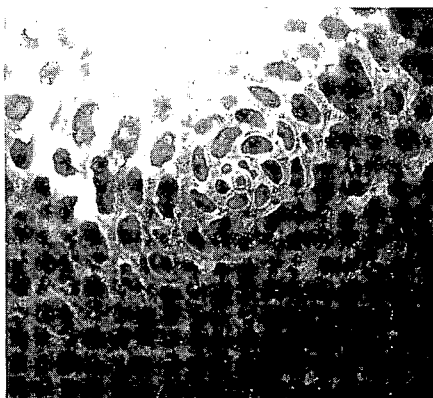
1—2. B-forma, ekvatoriális metszet, 1. O. 439., 63×; 2. O. 440, 160×
Novaj, NL minta

Miogypsina (Miogypsina) septentrionalis DROOGER

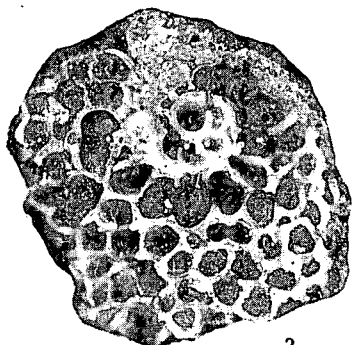
3., 4., 6., 7. A-forma, ekvatoriális metszet, 40×, 3. O. 441.; 4. O. 442.; 6. O. 443.;
7. O. 444.
5., 8. B-forma, ekvatoriális metszet, O. 445., 5. 40×, 8. 63×
Novaj, NM minta



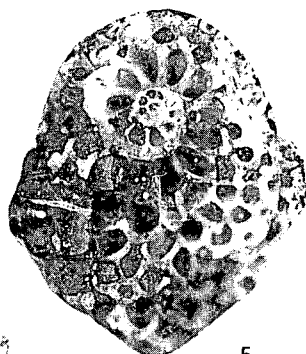
1



2



3



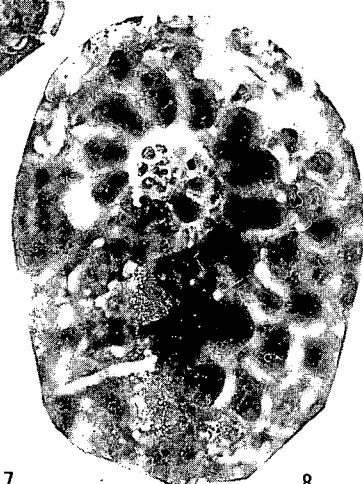
5



6



7



8

A BÜKKI FELSŐ-PERM TRILOBITÁK PHYLOGENETIKAI JELENTŐSÉGE

DETRE CSABA

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 565.393:551.736(234.373.4)

T á r g y s z a v a k : Trilobita, felső-perm, Bükk hegység

Az utóbbi évek gyűjtései során a Bükk hegység felső-perm korú fekete bitumenes mészkő rétegeiből a *Pseudophillipsia hungarica* SCHRÉTER, 1948 Trilobita faj több mint száz példánya került elő, meglehet, ezek nagy része töredék. Megállapítást nyert, hogy jelenleg ez az egyetlen ismert felső-perm Trilobita faj Európában. A nemzetközi szakirodalom ezt a fajt teljesen ignorálta.

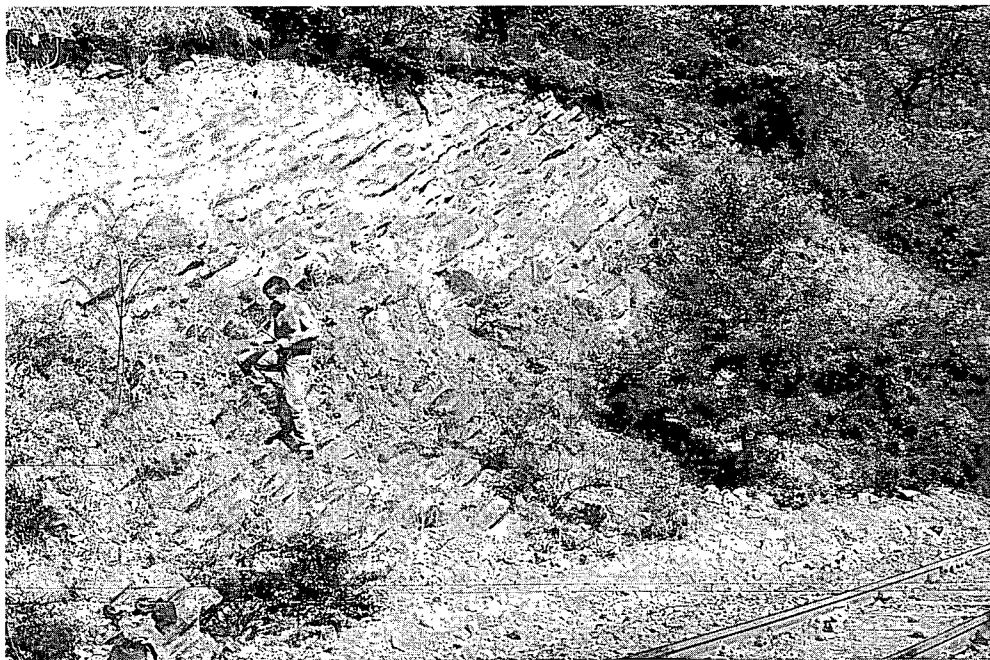
SCHRÉTER ZOLTÁN (1948) a Bükk hg.-i paleozoikumból (karbon és perm) leírt első Trilobitákról szóló úttörő dolgozata óta a szakmai köztudatban az élt, hogy elsősorban a perm képződményekben a Trilobiták kivételes őslénytani ritkaságok. Az utóbbi években a terepi gyűjtések során talált, valamint a gyöngyösi Mátra Múzeumban fellelt leletek alapján megállapíthatjuk, hogy számuk jóval több mint száz, de a rendelkezésre álló Trilobita-példányok pontos számát megadni a számos töredék (pygidium, thorax) miatt lehetetlen. A több mint száz példányból SCHRÉTER Z. (1948) 11 példányt vizsgálhatott, azokat, amelyeket a Földtani Intézet Gyűjteménye őriz, s LEGÁNYI FERENC gyűjtött.

A rendelkezésre álló felső-perm Trilobita-példányok — egy kivételével — mind a nagyvisnyói ún. 5. vasúti bevágásból származnak (1. ábra). Egy példányt a Nagyvisnyótól É-ra húzódó Dezső-kő-völgyben találtunk. Megemlíjtük még, hogy BALOGH K. (1964, p. 332) említ egy *Pseudophillipsia hungarica* példányt „Mályinka, a községtől délre, a tó feletti kőfejtő északi oldaláról” lelőhely-megjelöléssel.

A nagyvisnyói 5. vasúti bevágásban a Trilobita-maradványok sporadikusan helyezkednek el a kőzetben, soha nem alkotnak ún. „fészket”. Gyakorta közvetlenül találhatók együtt más ősmaradványokkal, elsősorban Brachiopodákkal. Csak egy olyan kisebb kőzetmintát találtunk, amelyben két Trilobita-maradvány is előfordul. A felső-perm bitumenes mészkőben itt valamiféle „trilobitás fáciesről” nem indokolt beszélni.

Az újonnan gyűjtött, valamint a régebbi gyűjtésű példányok revidálása eredményeként bizonyossá vált, hogy valamennyi példány a *Pseudophillipsia hungarica* SCHRÉTER fajhoz tartozik, ahhoz, amelyet SCHRÉTER Z. (1948) úttörő dolgozatában definiált.*

* A faj újbóli leírását feleslegesnek tartjuk, mivel azt SCHRÉTER Z. (l.c.) kimerítően, és a mai nemzetközi kritériumoknak is megfelelően elvégezte. Meglehet, jelenleg már birtokunkban van a SCHRÉTER által kijelölt holotypusnál jobb megtartású példány is (2. ábra).



1. ábra. A nagyvisnyói 5. vasúti bevágás, a bükki felső-perm leggazdagabb faunalelőhelye.
Fotó: SOLT P.

Fig. 1. Railroad-cut No 5 at Nagyvisnyó representing the richest Upper Permian fauna locality in the Bükk Mts. Photo: P. SOLT

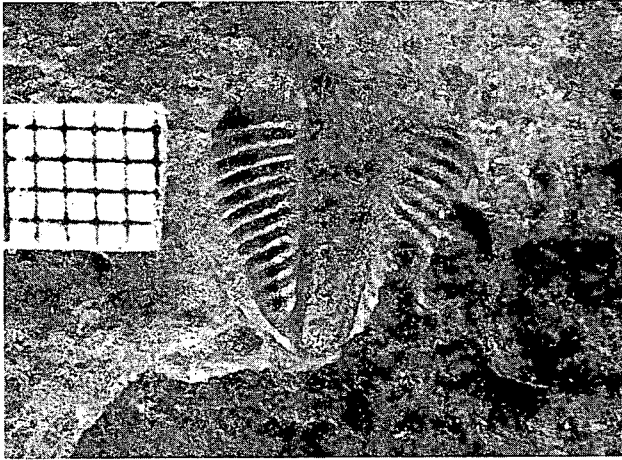
Sajnálatos az, hogy SCHRÉTER Z. (l.c.) munkája a nemzetközi vonatkozó szakirodalomba nem került be, pedig az általa definiált *Pseudophillipsia hungarica* faj — jelenlegi ismereteink szerint — az egyetlen európai felső-perm korú Trilobita faj.

A Trilobiták phylogenezisével és biokronológiájával átfogóan foglalkozó kézikönyvek (STORMER L. 1959, WHITTINGTON H. B. 1959, HARRINGTON H. J. 1959, HARRINGTON H. J. et al. 1959) számára még ismeretlenek az ázsiai felső-permből a később publikált Trilobita-előfordulások (GRANT R. E. 1966, HAAS W.—HAHN G.—HAHN R. 1980, HAHN G.—BRAUCKMANN C. 1975). Ezek kivétel nélkül a Phillipsidae családhoz tartoznak.

A bükki fekete bitumenes mészkő a hatalmas és fajgazdag kísérőfauna alapján egyértelműen felső-perm korú (BALOGH K. 1964).

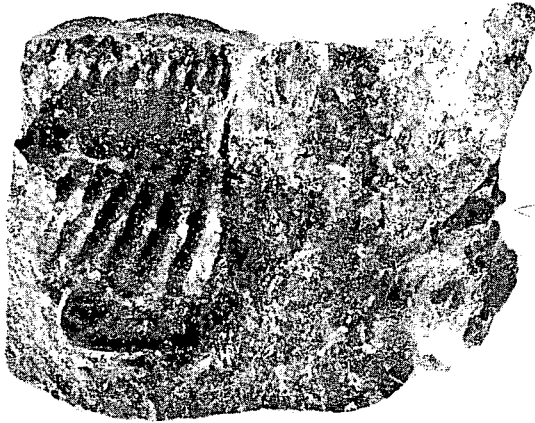
SCHRÉTER Z. (l.c.) az akkori ismereti állapotokkal teljes mértékben adekvát módon óvatos említést tesz arról, hogy nem tud egyéb felső-perm Trilobita-maradványokról, meglehet, a felső-perm elsődleges kritériumának a Lyttonia-maradványok előfordulását tekintette, s a bükki fekete bitumenes mészkövet is „Lyttoniás mészkő” névvel illette. Mindemellett utal a Lyttoniák bizonytalan felső-permi voltára is, hiszen a bükki fekete mészkő felső-perm volta mellett sem foglalt még egyértelműen állást. BALOGH K. (1964) Bükk hg.-i monográfiájában egyértelművé tette e képződmény felső-perm korát. Érdeemes még megjegyezni, hogy a Lyttoniidae Brachiopodák az egész neopaleozoikumban megtalálhatók (MUHR-WOOD H.—WILLIAMS A. 1965, p. H515).

A Phillipsidae család tagjai, sőt a Proetacea superfamilia tagjai is primitív, jellegtelen, differenciálatlan, „ódon” formák: hiányzik róluk mindenféle speciális vagy feltűnő szerv, ami mindig valami különleges oikoszhoz való adaptációt sejtet.



2. ábra. *Pseudophillipsia hungarica* SCHRÉTER. Nagyvisnyó, 5. vasúti bevágás, felső-perm.
Fotó: PELLÉRDY

Fig. 2. *Pseudophillipsia hungarica* SCHRÉTER. Railroad-cut No 5, Nagyvisnyó, Upper Permian.
Photo: PELLÉRDY



3. ábra. *Pseudophillipsia hungarica* SCHRÉTER. Dezső-kő-völgy, felső perm. Fotó: PELLÉRDY

Fig. 3. *Pseudophillipsia hungarica* SCHRÉTER. Dezső-kő valley, Upper Permian. Photo: PELLÉRDY

Az ilyen jellegzetességeket viselő élőlények viszonylag rövid ideig futó „range-ek” az élővilág történetében, szemben a primitívség időtállóságával. A Phillipsidaék viszonylag kicsiny mérete is egybevág a formai archaikussággal, a kettő a Trilobiták phylogenesisében kifejezetten összefügg.

Újabb bizonyítékát látjuk annak az evolúciódinamikai modellünknek (DETRE Cs. 1982, 1985), miszerint a lassú „phylogenetikai lappangás” az az evolúciós „dünámsz”, ami erőteljes evolúciós-strukturális előrelépéshez vezet. A devon végén a látványosan specifi-

kálódott Trilobiták teljesen eltűnnek az élet színpadáról, és az új-paleozoikumban az archaikus jellegű Proetacea-félék dominálnak. A Trilobitomorpha subphylum phylogenetikájáról átfogó törzsfamodell eddig még nem készült, s ezért nem kívánunk a Proetaceák őseinek teljesen spekulatív kérdéseibe belebonyolódni. Annyi azonban bizonyosra vehető, hogy a proterozoikum végétől egészen a karbon elejéig szinte változatlan, perzisztens alakokként, a Trilobiták jelentéktelen képviselői lehettek, s éppen az addig domináns specializált formák eltűnése után kaptak tágabb életteret. Ez vezetett az új-paleozoikumi széles körű elterjedésükhöz is. Meglehet, a Proetaceákból az olyan mérvű dinamizmus már hiányzott, amely egy új formagazdag taxon, azaz evolúciós kladosz kialakulásához vezetett volna. Karbon elejei nagyobb elterjedésük egyúttal egy fokozatos, a perm végi kihalásukhoz elvezető regresszió kezdetét is jelentette, s e regresszió egyik utolsó állomása az egyetlen ismert európai felső-perm Trilobita-faj, a *Pseudophillipsia hungarica* SCHRETER (3. ábra).

IRODALOM – REFERENCES

- BALOGH K. 1964: A Bükk hegység földtani képződményei. — Földt. Int. Évk. 48. (2).
- DETRE CS. 1982: The dynamics of evolution. — In NOVÁK J.—MLIKOVSKY L. (eds.): Evolution and Environment: 455—469, Praha, CSAV
- 1985: Az élővilág monisztikus evolúciós törzsfája. — Biológia, 33.: 175—182.
- GRANT R. E. 1966: Late Permian trilobites from the Salt Range, West Pakistan. — Palaeontology, 9. (1): 64—73.
- HAAS W.—HAHN G.—HAHN R. 1980: Perm Trilobiten aus Afghanistan—Palaeontographica, Abt. A, 169. (4—6): 73—127.
- HAHN G.—HAHN R. 1969: Trilobitae carbonici et permici. — Fossilium Catalogus, Pars I.: 118, 119, 120.
- HAHN G.—BRAUCKMANN C. 1975: Revision zweier Trilobiten-Arten aus dem Perm Asiens.— Geologica et Palaeontologica, 9.: 117—124.
- HARRINGTON H. J. 1959: Classification (Trilobitomorpha). In R. C. MOORE (dir. and ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part 0, Arthropoda 1. — Geol. Soc. of America: Univ. Kansas Press. 0145—0170.
- HARRINGTON H. J. et al. 1959: Systematic descriptions. — Ibidem: 0170—0560.
- MUIR-WOOD H.—WILLIAMS A. 1965: Strophomenida. — In R. C. MOORE (dir. and ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H, Brachiopoda. — Geol. Soc. of America: Univ. Kansas Press. H361—H521.
- SCHRETER Z. 1948: Trilobiták a Bükk hegységéből. — Földt. Közl. 78.: 25—39.
- STORMER L. 1959: Trilobitomorpha. In MOORE R. C. (dir. and ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part 0, Arthropoda 1. — Geol. Soc. of America: Univ. Kansas Press. 022—0560.
- WHITTINGTON H. B. 1959: Ontogeny of Trilobita. — Ibidem: 0127—0144.

THE PHYLOGENETIC IMPORTANCE OF LATE PERMIAN TRILOBITES
FROM THE BÜKK MOUNTAINS

by

Cs. DETRE

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC: 565.393:551.736(234.373.4)

Key-words: Trilobita, Upper Permian, Bükk Mts (NE Hungary)

Since the time the pioneering paper by Z. SCHRÉTER (1948) was published it has been a matter of common knowledge for geologists that trilobites represent an exceptional paleontological rarity in the Permian formations of the Bükk Mountains. The number of specimens found during field work or in the Mátra Museum in Gyöngyös in recent years amounts to a total of more than one hundred. Most of them are pygidium or pygidium fragment. Thorax occurs only rarely, whereas caput is not encountered at all. It has become clear that all specimens correspond to *Pseudophillipsia hungarica* SCHRÉTER species representing the only one defined by Z. SCHRÉTER in his paper (l.c.).

It is a matter of regret that the paper by SCHRÉTER has not been incorporated into the international literature, since *Pseudophillipsia hungarica* species defined by him is, as far as we know, the only Late Permian trilobite species in Europe.

Based upon the enormous accessorial fauna rich in species, the Upper Permian black bituminous limestone in the Bükk Mountains is clearly dated as Late Permian (vide: K. BALOGH 1964).

Members of Phillipsidae, and even the members of range of shapes of Proetacea superfamily have primitive, characterless, undifferentiated, "ancient" shapes: they contain neither special nor striking organs suggesting adaptation to a unique "oikos". Living creatures with this kind of characteristic features represent a relatively short "range" in the history of living beings, as compared to the permanence of primitive shapes. The relatively small size of Phillipsidae is also in correspondence with the archaic shape. Both facts show explicit relationship in the phylogenesis of Trilobites.

This is considered as a contribution to evidences for the evolution dynamics model we have worked out (Cs. DETRE 1982, 1985) suggesting that it is a slow "phylogenetic concealment", i.e. an evolutionary "dynamis" that leads to a powerful evolutionary-structural advance. Trilobites that had become spectacularly specified disappeared completely at the end of the Devonian, and archaic Proetacea are dominant in the New Paleozoic. This range of shape remains almost unchanged from the end of the Proterozoic till the beginning of the Carboniferous. As persistent shapes they are likely to have been the insignificant representatives of Trilobites and were given a larger habitat just after the specialized shapes that had been dominant up to that time they disappeared. This also led to their being widespread in the New Paleozoic. It is also probable that Proetacea had not the dynamism that would have led to the development of a taxon rich in shapes, i.e. to an evolutionary "klados". Their greater spreading at the beginning of the Carboniferous also meant the beginning of a regression leading to their gradual extinction at the end of the Permian, and it is *Pseudophillipsia hungarica* SCHRÉTER, the only Late Permian trilobite species identified from Europe that represents the last station of the aforesaid regression.

TENGERI HALMARADVÁNYOK A HASZNOS KÖRNYÉKI FELSŐ-MIOCÉN BŐL

SOLT PÉTER

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 567:551.35:551.782.1(234.373.3)

T á r g y s z a v a k : Pisces, faunalista, miocén, paleoökológia, tengeri környezet, felső-miocén, Mátra hegység

Hasznos határában az andezit agglomerátumra települő felső-bádeni—szarmata tufás diatomaföldből a szárazföldi gerinces maradványokon kívül tengeri halak fogai is előkerültek. A cápák legtöbbje a kisebb termetű *Carcharhinus*—*Hypoprion*-félék közé tartozik. A távolabbi környék középső-bádenijére még jellemző *Oxyrhina*—*Lamna*—*Hemipristis*—*Carcharodon*-dominancia már a felső-bádenire elmosódott. A középső-bádeni nagy termetű *Pagrus* fajokat Hasznoson már a Sparidae család kisméretű alakjai váltották fel. A hasznosi lelőhelyről került elő az első magyarországi *Rhinobatis* és *Sphyaena* lelet. A tengeri halfauna egyike a Kárpát-medence legutolsó olyan együttesének, amelyik még nyílt tengeri elemekben is gazdag.

A Hasznos határában emelkedő Cserterti-vártól K-re eső domb tövében, a Kövecses-patakot felduzzasztó vízmű kerítése mellett mintegy 30 méter hosszan és átlagosan 5—6 méter magasan bukkan felszínre az andezit agglomerátumra diszkordanciával települő tufás diatomaföld, mely az utóbbi évek egyik legrangosabb miocén gerinces leletanyagát rejtette magában. (KRETZOI 1976, KORDOS 1981, 1986)

A szárazföldi gerincesek maradványain kívül rája (*Myliobatis* sp.) foglemezének töredéke, cápafogak és csontoshalak apró fogai is előkerültek, melyekről egy rövid előzetes faunalistát (KORDOS és SOLT 1984) már közöltünk. Az elmúlt évek során majd háromszorosára gyarapodott leletanyag részletesebb értékelést tesz lehetővé. A jelenleg már 61 darab halfoggal reprezentált hasznosi lelőhely a hazaiak közt előkelő helyre került, bár ez elsősorban az izapolásos módszer alkalmazásának köszönhető. A Cricetidae leletek elemzése alapján a hasznosi lelőhely az MN 7—8. biozónába sorolható, ami megfelel a bádeni—szarmata határnak (KORDOS 1986). Litosztratigráfiai szempontból a képződmény a szarmata emeletbeli Sajóvölgyi Formációnak felel meg (HÁMOR 1985).

A halfogak rövidebb szállítódást szenvedtek, mert a törékenyebbek, a kényesebb, bonyolultabb alkatúak egy része töredékes, ugyanakkor koptatottság, csiszolódás még nem látható rajtuk. Elgondolkodtató, hogy a halfogakon kívül semmilyen más „makro” tengeri ősmaradvány a hasznosi lelőhelyről nem került elő. Lehet, hogy a fogak nehezebb fajsúlyuk miatt a finom diatoma iszapban mélyebbre merültek, mint például a puhatestűek há-

zai, és később ez a réteg fogazódott össze a szárazföldről származó tufás, andezitkavicsos üledékekkel (a szárazföldi gerincesek csontmaradványai alig szállítódtak, hiszen összetartozó teknőspáncél-lemezeket, majdnem ép agancsokat, állkapcsokat is találtunk). A réteg utólag tektonikus mozgást szenvedett, a maradványok sok helyütt függőleges sorokba rendeződtek.

Rendszertani rész

Familia: Carchariidae (Odontaspidae)

Genus: *Odontaspis* AGASSIZ 1863.

Subgenus: *Synodontaspis* WHITE 1931

Odontaspis (Synodontaspis) acutissima (AGASSIZ)

Odontaspis (Synodontaspis) cuspidata (AGASSIZ)

Odontaspis sp.

Az *Odontaspis*okat 11 fog képviseli, a fenti két faj jelenlétét bizonyítja a lelőhelyről származó két legnagyobb fog (I. tábla, 1., 2.) is, a nemzetséget jellemző bélyegekkel („S” alakban hajló karcsú fogak, tövükénél mellékcscsók). Méretükben még így is jóval elmaradnak az átlagostól, hisz az általuk rekonstruálható testhossz nem sokkal haladhatta meg a 1,5 métert. Hazai felső-bádeni üledékekben (Mátraszőlős, Buják, Budapest — Őrs vezér tér, Sopron) gyakoriak. Az alsó-krétától ismertek, számos ma is élő fajjal (homoki cápák, bika cápák, kígyófogu cápák stb.). Sokszor egyazon fajnak két alakja is van; egy a sekély, partközeli vizekben, ahol nagyobb zsákmány lehet és egy mélyebben (400–500 m-en) élő. A Mediterráneumban ugyan előfordul, de jobban kedveli a melegebb vizeket, az Atlanti-óceánban csak az Egyenlítő menti partközeli régiókban, inkább az Indopacifikumban gyakori.

Familia: Galeidae

Genus: *Eugaleus* GILL

Eugaleus minor (AGASSIZ)

Subgenus: *Hypoprion* MÜLLER et HENLE 1838

Carcharhinus (Hypoprion) acanthodon (LE HON)

Genus: *Scolidon* MÜLLER et HENLE 1837

Scolidon taxandriae LERICHE

Ezeknek a kistermetű cápáknak a fogai az összes cápafog több mint 50%-át teszik ki, köztük is a *Carcharodon (Hypoprion) acanthodon* (LE HON) jellegzetes „hosszú talpú” fogai dominálnak (I. tábla, 3.). A legkisebbek közé tartoznak a *Scolidon taxandriae* LERICHE (I. tábla, 4.) és a 3 millimétert alig elérő *Eugaleus minor* (AGASSIZ) (I. tábla, 5.) fogai. Ez utóbbi Budapesten az Őrs vezér tér felső-bádeni homokjában és Szurdok-püspökiben a kovaföldbányában is megtalálható volt.

Az eocéntől ismert nemzetségek egyik ma is élő leszármazottja a *Scolidon laticaudus* MÜLLER et HENLE, mely mindössze 70 cm hosszú, és a litorális régiót lakja, jórészt a Csendes-óceánban.

Familia: Galeidae

Genus: Galeocерdo MÜLLER et HENLE 1837

Galeocерdo aduncus AGASSIZ

A fog csak töredékes, de fűrészfogazottsága jellemző (I. tábla, 6.) erre az eocénben elterjedő nemzetségre. Eddig csak Mátraszőlős felső-bádenijében találtuk meg. A tigriscápák többé-kevésbé valóban „kozopoliták”. Az Atlanti-óceánban éppúgy vadásznak, mint Ausztrália, Új-Zéland vizeiben, a Kaliforniától Peruig terjedő partszakaszon vagy az Indiai-óceánban, sőt időnként betéved a Mediterráneumra is. Nyílt vizekben és folyótorkolatokban egyaránt honos.

Familia: Squalidae

Genus: Squalus LINNÉ 1758

Squalus sp.

Három apró és meglehetősen vékony fog, melyek némileg emlékeztetnek az Odontaspis-félékre is, de (többek közt) egyenes lefutásúak, tengelyük függőleges. Mindeddig csak az Őrs vezér tér felső-bádeni homokjából került elő. Már a felső-krétában megjelentek elődeik. Sok ma élő tuskés cápa faj a mélyebb régiókba is ellátogat, sőt némelyikük csak ott él.

Ordo: Batoidei

Familia: Rhinobatidae

Genus: Rhinobatos LINCK 1790

Rhinobatos sp.

Háromszög alapú, mindhárom csúcán jellemzően domborodó rágófelülettel, köztük mély barázdával jellemezhető őrlőfog. Első hazai lelet. Őseik már a felső-krétában feltűntek. A hegedúráják hosszúra nyúlt orrukkal az aljzat iszapját túrják táplálék után. Sekély, homokos, iszapos fenék lakói a Vörös-tengertől az Indiai-óceánon át Ausztráliáig az enyhén lejtő partmenti vizekben, zátonyok körül.

Familia: Myliobatidae

Genus: Myliobatis CUVIER 1817

Myliobatis sp.

Genus: Aetobatis BLAINVILLE 1816

Aetobatis sp.

A töredékek az enyhén domborodó, lapos felületű, párhuzamos ívekből felépített rágólemezből (alsó részükön vékony lécekkel) (I. tábla, 7.). A mai sasráják ősei már a felső-krétában ott lebegtek a hegedúráják életterénél kissé mélyebb, de még mindig partközeli területeken. A trópusi, szubtrópusi vizeket kedvelik, s az Atlanti-óceánban is előfordulnak, de az Indopacifikus-óceánban általánosak.

Classis: Teleostomi
 Ordo: Mugiliformes
 Familia: Sphyraenidae BONAPARTE 1831
 Genus: Sphyraena ROSE 1793

Sphyraena sp.

Valószínűleg az iszapolások módszernek köszönhető, hogy megvan az első hazai lelet. Karcsú háromszög alakú fog, mindkét irányban szimmetrikus, belső-alsó tövénél jól látszik, hogy nem cápatól ered, mind anyagában, mind a fogtalpra való csatlakozás módjában eltér azoktól. A barrakudák a nyíltabb vizeket kedvelik, ahol csapatosan vadásznak, a partközeli zátonyrégiókban egyenként cserkésznek. Nyilascukáknak is nevezik, a csukához sokban hasonlít alkatra, fogazatra, táplálkozásmódra egyaránt, tőlük a zsákmányszerzés módjában tér csak némileg el. Szubtrópusi, trópusi régióban honos az összes világ tengereiben.

Ordo: Perciformes
 Familia: Sparidae

A család több nemzetsége (*Sparus*, *Diplodus*, *Pagrus*, *Pagellus*, *Dentex*) is megtalálható Hasznoson. Jellegetes fogazatuk (I. tábla, 8.) sokat elárul táplálkozásukról, a számos kúpos, domború, lekerekedő fogacska kiválóan alkalmas kagylók, csigák, tüskésbőrűek szétropogtatására. A mai tengeri keszegek, durbinscfélék, papagájhalak a zátonyrégiók, sziklás, homokos sekély vizek lakói, sok a *Mediterraneumban* élő; a trópusi fajok nagyobb méretűek. Felső-bádeni előfordulásuk: többek közt Mátraszőlős, Buják, Budapest — Örs vezér tér.

A hasznosi halfauna sok felső-bádeni elemet hordoz még magában (1. táblázat). Ugyanakkor erőteljes méretcsökkenés tapasztalható köztük. Jelentős a szarmata típusok száma. Túlnyomó többségük még indopacifikus, a többi „kozmozopolita”, sok a trópusi—szubtrópusi elem. Nagy részük a litorális régiót kedveli, sok a fenéklakó, távolabbi kapcsolatokra néhány nyílt vízi taxon utal. A hasznosihoz sokban hasonlító faunát írt le a franciaországi Faulnien-Redonienből LERICHE (1957), Ausztriából az alsó-helvétiből SCHULZ (1969), de a legnagyobb hasonlóság JONET (1978) Portugáliából leírt tortónai anyagával mutatható ki.

Az egykori tengerből partközeli üledékeit a környéken sok helyütt megtaláljuk. A *Szurdokpüspöki* diatomapala-bánya nem csupán szárazföldi gerinces és növényleteiről híres (KRETZOI—PÁLFALVY 1969), de hallenyomatokban is gazdag (GAUDANT 1991). Az innen begyűjtött néhány halfog (*Scoliodon* sp., *Myliobatis* sp.) a litorális régió aljzatlakóira utal.

A *Carcharodon* leletekről híres mátraszőlősi Fehérkő-bányától K-re a lithothamniumos mészkő és a bryozoás márga zátonyüledékei másodlagosan bukkannak elő az andezitkavicsokkal kevert tufás homokban. Szárazföldi behordásból származik a *Rhinocertida*-fog. Sok a nagyméretű cápa fog, mint a *Procarcharodon megalodon* (AG.) (I. tábla, 9.)

Bujákon, a falutól É-ra az andezit agglomerátumra települő tengeri üledékek (Ostrea-pad, lithothamniumos mészkő és márga, bryozoás homok) fölött tufás homok települ, melyben horzsakő és andezitkavicsok is dúsulnak. Innen teknős és antilop maradványait gyűjtöttük, ugyanakkor a hasznosival rokon halfaunát is találtunk.

Hasznostól É-ra, Tar községtől K-re, a Szalajka-patak bevágásában közvetlenül a szarmata molluskás mészkőre települ a tufás diatomaföld, mely a hasznosival feltételezhetően azonos. Eddig csak egy rájafogtöredéket találtunk.

1. táblázat – Table 1

Lelőhely és kortáblázat

Localities- and ages

	Felső-bádeni		Szarmata		
	Mátraszőlős	Buják	Hasznos	Tar	Szurdok-püspöki
<i>Hexanchus primigenius</i> (AG.)					
<i>Odontaspis acutissima</i> (AG.)					
<i>Odontaspis cuspidata</i> (AG.)					
<i>Odontaspis</i> sp.					
<i>Oxyrhina hastalis</i> AG.					
<i>Oxyrhina desori</i> AG.					
<i>Oxyrhina retroflexa</i> AG.					
<i>Oxyrhina</i> sp.					
<i>Lamna rupeliensis</i> (LE HON)					
<i>Lamna</i> sp.					
<i>Procarcharodon megalodon</i> (AG.)					
<i>Hypoprion acanthodon</i> (LE HON)					
<i>Scoliodon taxandriae</i> LERICHE					
<i>Scoliodon</i> sp.					
<i>Eugaleus minor</i> (AG.)					
<i>Galeocerdo aduncus</i> AG.					
<i>Squalus</i> sp.					
<i>Squatina subserata</i> (MÜNST.)					
<i>Hemipristis serra</i> AG.			?		
<i>Rhinobatus</i> sp.					
<i>Myliobatis</i> sp.					
<i>Aetobatis</i> sp.					
<i>Dasyatis</i> sp.					
<i>Sphyræna</i> sp.					
<i>Sparus cinctus</i> (AG.)					
<i>Sparus auratus</i> LINNÉ					
<i>Sparus</i> sp.					
<i>Pagrus robustus</i> JONET					
<i>Pagrus</i> sp.					
<i>Pagellus</i> sp.					
<i>Diplodus</i> sp.					
<i>Dentex</i> sp.					

Az a nagy termetű cápákkal jellemzett dominancia, mely az alsó- és középső-bádeniben még %-arányaival jelzi a faunaváltásokat (Oxyrhina—Lamna—Hemipristis—Carcharodon) a felső-bádenire már elmosódik, és a szarmatára a tágabb területen már eltűnik. Nagy valószínűséggel a környéken a hasznosi az utolsó még igazi nyílt tengeri elemekkel bíró halfauna, mely porcoshal-eggyüttesében a Hypoprionok és más kis termetű kékcápa-félék dominálnak. A szűkülő élettér, a csökkenő sótartalom, a mind messzebbre kerülő nyílt vízi kapcsolatok következtében a nagy alakokat a kicsik váltják fel, sőt, egyazon fajon belül is méretcsökkenés tapasztalható.

IRODALOM – REFERENCES

- GAUDANT J. 1991: *Prolebias hungaricus* nov. sp., une nouvelle espèce de poissons Cyprinodontidae des diatomites miocènes de Szurdokpüspöki. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1989-ről: 481–493.
- HAJÓS M. 1986: A magyarországi miocén diatomás képződmények rétegtana. — *Geol. Hung. ser. Pal. fasc.* 49.
- HÁMOR G. 1985: A nógrád-cserhádi kutatási terület földtani viszonyai. — *Geol. Hung. ser. Geol.* 22.
- JONET S. 1975: Notes d'Ichtyologie Portugaise VI. Les Sparidae Bol. Soc. Geol. Portugal 19. (4).
- JONET S. 1978: Le Tortonien supérieur (T. VII.-b) des environs de Fonte da Telha (Peninsule de Setubal) et ses faunes. — *Com. Serv. Geol. Portugal* 63.: 13–51.
- KORDOS L. 1981: A hasznosi felső-miocén gerinces lelőhely kora emlős zonáció alapján. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1979-ről: 459–463.
- KORDOS L. 1986: A hasznosi és szentendrei felső-miocén hörcsögök (Cricetidae, Mammalia) rendszertani és rétegtani vizsgálata. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1984-ről: 523–553.
- KORDOS L.—SOLT P. 1984: A magyarországi miocén tengeri gerinces faunaszintek vázlata. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1982-ről: 347–354.
- KRÉTZOI M. 1974: Fontosabb szórványleletek a MÁFI gerinces gyűjteményében (L. közlemény). — *Földt. Int. Évi Jel.* 1974-ről: 415–431.
- KRÉTZOI M.—PÁLFALVY I. 1969: Flóra és gerincesfauna-adatok Szurdokpüspöki kovaföldbánya rétegtani megismeréséhez. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1967-ről:
- LERICHE M. 1957: Les poissons néogènes de la Bretagne de L'Anjou et la Touraine. — *Mem. Soc. Geol. France Nov. ser.* (4).
- SCHULZ O. 1968: Die Selachierfauna (Pisces, Elasmobranchii) aus den Phosphoritsanden (Unter-Miozän) von Plesching bei Linz, Oberösterreich. — *Sonderdruck aus Natkund. Jb. der Stadt Linz:* 61–102.
- SOLT P. 1987: Legányi Ferenc nyomában Mátraszőlősen, a Procarcharodonok lelőhelyén. — *Fol. Hist.-Nat. Mus. Matr.* 12.: 15–18.
- STEUBEN K. SCH. 1978: Die Haie der Sieben Meere Hamburg.

MARINE FISH REMAINS FROM THE UPPER MIOCENE IN THE VICINITY OF HASZNOS

by

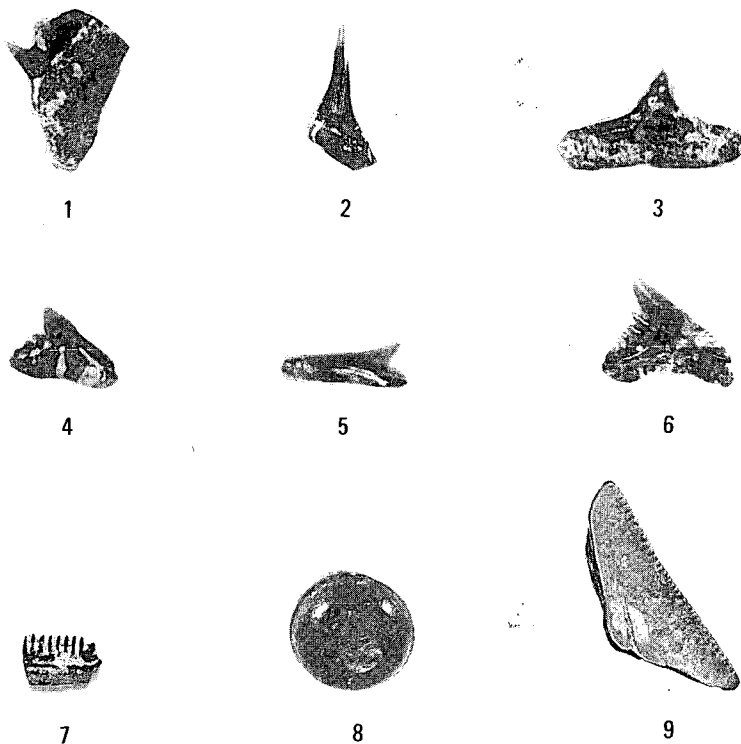
P. SOLT

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC: 567:551.35:551.782.1(234.373.3)

Key-words: Pisces, faunal list, Miocene, paleoecology, marine environment, Mátra Mts (NE Hungary)

In the vicinity of Hasznos, in addition to terrestrial vertebrate remains also the teeth of sea fishes have been identified from the Upper Badenian—Sarmatian tuffaceous—diatomaceous earth overlying the andesite agglomerate. The major part of sharks correspond to the small *Carcharhinus*—*Hypoprion* species. The dominance of *Oxyrhina*—*Lamna*—*Hemipristis*—*Carcharodon* that characterizes the Middle Badenian of the more distant region becomes blurred in the Upper Badenian. At Hasznos the large Middle Badenian *Pagrus* species are replaced by the small species belonging to the Sparidae family. The first *Rhynobatis* and *Sphyræna* finds were identified from the Hasznos locality. This sea fish fauna represents one of the latest assemblages of the Carpathian Basin which is still rich also in open-marine elements.



I. tábla — Plate I

1. *Odontaspis* (*Synodontaspis*) *cuspidata* (AGASSIZ)
töredék a mellécsúccsal, külső oldal 3× nagyítás. — Fragment with secondary tip, outer side, magnification 3×
2. *Odontaspis* (*Synodontaspis*) *acutissima* (AGASSIZ)
oldalnézet, természetes nagyság. — Lateral view, natural size.
3. *Carcharodon* (*Hypoprion*) *acanthodon* (LE HON)
külső oldal, 3× nagyítás. — Outer side, magnification 3×
4. *Eugaleus minor* (AGASSIZ)
belső oldal, 4× nagyítás. — Inner side, magnification 4×
5. *Scoliodon taxandriae* LERICHE
külső oldal, 4× nagyítás. — Outer side, magnification 4×
6. *Galeocerdo aduncus* AGASSIZ
belső oldal, 3× nagyítás. — Inner side, magnification 3×
7. *Myliobatis* sp.
oldalsó-alsó nézet, természetes nagyság. — Lateral—bottom view, natural size
8. *Sparus* sp.
felső nézet, 3× nagyítás. — Top view, magnification 3×
9. *Procarcharodon megalodon* (AGASSIZ)
töredék, külső oldal, természetes nagyság. — Fragment, outer side, natural size

**PROLEBIAS HUNGARICUS NOV. SP. UNE NOUVELLE ESPÈCE DE POISSONS
CYPRINODONTIDAE DES DIATOMITES MIOCÈNES DE SZURDOKPÜSPÖKI
(COMTÉ DE NÓGRÁD, HONGRIE)**

par

JEAN GAUDANT

17, rue du Docteur Magnan — 75013 Paris (France)
(U.R.A. 720 du C.N.R.S.)

UDC: 567:551.782.1 (234.373.3)

Descriptors: Pisces, Cyprinodontidae, morphologie, taxonomie, taxon nouveau, Miocène, paleoecologie, milieu saumâtre, Montagne Máttra (NE Hongrie)

Une nouvelle espèce de poissons Cyprinodontidae, *Prolebias hungaricus* nov. sp., dont les otolithes sont conservées in situ, est décrite dans les diatomites inférieures du Miocène moyen (Badénien supérieur) de Szurdokpüspöki (Comté de Nógrád, Hongrie). Ces poissons permettent de confirmer le caractère faiblement saumâtre de ce sédiment.

Introduction

L'existence de poissons fossiles dans les diatomites inférieures saumâtres qui affleurent entre Szurdokpüspöki et Gyöngyöspata (Sud-Oest des Monts Máttra) (Fig. 1) a été signalée pour la première fois par M. HAJÓS (1968) qui, citant les déterminations inédites de B. БÖHM, y mentionnait les espèces *Clupea longimana* HECKEL et *Leuciscus zagyvaniensis* БÖHM. Il faut toutefois noter que cette dernière n'ayant jamais été, ni décrite, ni figurée, doit être considérée comme *nomen nudum*. De plus, les fouilles que nous avons réalisées à Szurdokpüspöki en collaboration avec le M. L. KORDOS, et l'examen des fossiles récoltés précédemment dans ce gisement par les Mme M. HAJÓS et M. N. HOMONNAY (collections conservées à l'Institut Géologique de Hongrie: MÁFI) nous ont convaincu qu'il n'existe qu'une seule espèce de poissons fossiles à Szurdokpüspöki et qu'il ne s'agit ni d'un Clupeidae, ni d'un Cyprinidae, mais d'un Cyprinodontidae.

Données stratigraphiques

D'après les travaux les plus récents, l'âge des diatomites inférieures saumâtres de Szurdokpüspöki pourrait être soit badénien (M. HAJÓS 1986), soit sarmatien (G. HÁMOR 1985). Ce dernier intègre ces niveaux dans la « Sajóvölgy Formation » qu'il considère comme constituant la base du Sarmatien. Or, nous disposons de datations radiométriques obtenues sur le tuf rhyolitique qui, à Szurdokpüspöki, sépare les diatomites inférieures sau-

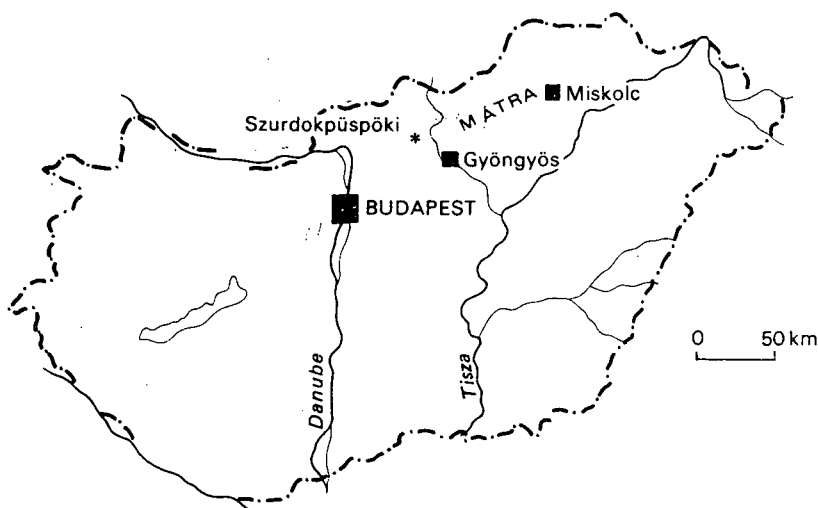


Fig. 1. Carte de localisation du gisement de Szurdokpuszpöki

	Méditerranée	Paratéthys	Biozones mammalogiques	
	Tortonien			
-11.8 M.A.		Sarmatien	MN 8	
	Serravallien		MN 7	
		Badénien	MN 6	* -13.7 ± 0.8 M.A. ⊕ Szurdokpuszpöki
	Langhien		MN 5	
-16.8 M.A.		Karpatien		

Fig. 2. Tableau indiquant la position stratigraphique probable des diatomites inférieures de Szurdokpuszpöki

mâtres et les diatomites supérieures marines, intégrées par G. HÁMOR (1985) dans la « Kozárd Formation ». Ce tuf rhyolitique, souvent désigné comme « tuf rhyolitique supérieur » (« Upper Rhyolite Tuff ») est désormais baptisé par cet auteur « Galgavölgy Rhyolite Tuff Formation ». Il a été daté par la méthode radiométrique K/Ar à $-13,7 \pm 0,8$ M.A. (G. HÁMOR et al. 1979). Cela le place approximativement à la limite Badénien—Sarmatien (F. RÖGL & F. F. STEININGER 1983). En conséquence, comme le montre la figure 2, les diatomites inférieures saumâtres de Szurdokpuszpöki paraissent devoir être rapportées au Badénien et non au Sarmatien.

Une seconde méthode de détermination de l'âge des diatomites inférieures de Szurdokpüspöki repose sur l'étude des Mammifères fossiles. Or, la partie supérieure des diatomites inférieures a livré des restes de Vertébrés parmi lesquels ont été identifiés *Deinotherium* aff. *bavaricum* (VON MEYER), *Gomphotherium angustidens* (CUVIER), *Macrotherium grande* (LARTET), *Brachypotherium brachypus* (LARTET), « *Aceratherium* » *tetradactylum* (LARTET), ainsi que des restes de Rhinocerotidae indéterminés (M. KRETZOI & I. PÁLFALVY 1969). D'après L. KORDOS (1985), cette association caractériserait les zones mammalogiques MN6 ou MN7. Or, comme le montre la figure 2, la zone MN6 correspond au Badénien moyen, tandis que la zone MN7 débute au Badénien supérieur pour se terminer au Sarmatien inférieur.

Description anatomique

Les poissons décrits ci-après sont conservés dans les collections paléontologiques de l'Institut Géologique de Hongrie (MÁFI). Ils ont été récoltés par la Mme M. HAJÓS et M. N. HOMONNAY. En outre, les fouilles réalisées en 1987 par l'auteur, en collaboration avec le M. L. KORDOS ont permis d'ajouter à ce matériel une trentaine de spécimens. Il est également à noter que quelques poissons fossiles de Szurdokpüspöki sont conservés au Département de Géologie et Paléontologie du Muséum d'Histoire naturelle de Hongrie (Természettudományi Múzeum).

La forme du corps — Les poissons découverts dans les diatomites de Szurdokpüspöki appartiennent à une espèce de petite taille dont la longueur standard ne semble pas avoir été supérieure à 40 mm. On notera cependant que M. HAJÓS (1968, p. 11) mentionne une taille moyenne atteignant approximativement 6 cm, alors que la longueur totale des spécimens que nous avons examinés n'excède jamais 48 mm. Le corps est élancé, sa hauteur maximale représentant le plus souvent 20 à 25 % de la longueur standard. La nageoire caudale, en forme de palette tronquée postérieurement, a une longueur qui représente approximativement 1/4 à 1/5 de la longueur standard. La tête, relativement grande, constitue généralement environ 30 % de cette même dimension.

Les mensurations de l'holotype (inventorié V. 18084 Vt 143) s'établissent comm suit:

Longueur totale: —
 Longueur standard: 32,5 mm
 Hauteur maximale du corps: 6,5 mm
 Longueur de la tête: 10 mm
 Distance anté-dorsale: 23,5 mm
 Distance anté-anale: 23 mm
 Distance anté-pectorale: 12 mm
 Distance anté-pelviennne: 18 mm
 Longueur de la dorsale: 5,5 mm environ
 Longueur de l'anale: 6 mm environ
 Longueur des pectorales: 4 mm
 Longueur des pelviennes: 3 mm
 Longueur basale de la dorsale: 3 mm
 Longueur basale de l'anale: 3,5 mm
 Longueur du pédicule caudal: 6 mm
 Hauteur du pédicule caudal: 4 mm

Les nageoires dorsale et anale qui sont pratiquement opposées l'une à l'autre sont toutes deux situées dans la moitié postérieure du corps. L'anale débute généralement un peu en avant de la verticale passant par l'origine de la dorsale bien que, dans certains cas,

les deux nageoires soient exactement opposées. Les pelviennes, de petite taille, sont toutes insérées un peu plus près de l'origine de l'anale que de la base des pectorales.

La tête (Pl. 1, fig. 3) — L'état de conservation généralement assez médiocre du matériel ne permet pas de donner une description détaillée de l'anatomie céphalique. En effet, seuls quelques os ont pu être observés dans des conditions satisfaisantes.

Comme le montre l'holotype (inventorié V. 18084 vt 143), la région préorbitaire est relativement grande puisqu'elle constitue approximativement le 1/4 de la longueur de la tête tandis que le diamètre horizontal de l'orbite égale environ 1/3 de cette même dimension.

Le toit crânien est visible sur le spécimen inventorié V. 18086 (Pl. 1, fig. 3). On y remarque le grand développement des frontaux.

La cavité buccale, oblique, est relativement courte puisque l'articulation de la mandibule avec le carré prend place sous le bord antérieur de l'orbite. Le dentaire est observable sur le spécimen inventorié V. 18089, récolté par M. HAJÓS (Fig. 3). On y remarque l'absence de processus ventral en éperon dirigé vers l'avant, caractéristique du genre *Aphanius* NARDO, et la présence de plusieurs rangées de dents coniques sur son bord oral. Les dents de la rangée externe (Pl. 1, fig. 5) sont sensiblement plus grandes que les dents internes qui devaient être disposées en deux rangées.

Dans la région postorbitaire, on distingue le préopercule dont la branche horizontale, plus développée que la branche verticale, mesure approximativement les 2/5 de la longueur de la tête. L'opercule, de grande taille, présente une forme générale subtriangulaire (Fig. 4). Comme le montre le spécimen inventorié V.18090, récolté par M. HAJÓS, les bords antérieur et supérieur de l'os, tous deux pratiquement rectilignes, forment entre eux un angle d'environ 100°. De ce fait, le bord supérieur s'élève sensiblement vers l'arrière avant de se raccorder au contour postéro-ventral qui est plus ou moins régulièrement convexe. Les os pharyngiens inférieurs sont parfois observables, notamment sur le spécimen inventorié V. 18091, récolté par N. HOMONNAY (Fig. 5). Ils sont triangulaires, allongés et relativement étroits. Ils portent de nombreuses dents pharyngiennes coniques, légèrement arquées, sur lesquelles s'observe, sur leur face concave, approximativement à leur tiers distal, une petite protubérance en forme de bulbe (Pl. 1, fig. 6—7).

Des otolithes (sagitta) sont assez souvent fossilisées *in situ* sur les squelettes. Comme le montrent celles représentées (Fig. 6; Pl. 1, fig. 4), les sagitta présentent une forme générale ovoïde à subcirculaire. Le rostrum et l'antirostrum, tous deux relativement effacés, sont séparés par une excisura assez profonde. Le sulcus peut pratiquement se diviser en un ostium, à peine élargi mais assez nettement déprimé et une cauda rectiligne peu profonde, qui n'atteint pas le bord postérieur de l'otolithe. Une aréa déprimée, allongée longitudinalement, prend place sur le champ dorsal. Le champ ventral est légèrement bombé. La face externe de la sagitta est assez modérément convexe.

Le corps — Le squelette axial paraît être composé de 28 ou 29 vertèbres dont 11 ou 12 constituent la région abdominale, tandis que le nombre de vertèbres postabdominales varie de 16 à 18. Les centra vertébraux sont sensiblement allongés et rétrécis en leur milieu. Ils supportent des neurapophyses et des hémapophyses très développées dont l'extrémité distale prend place approximativement aux 2/3 ou aux 3/4 de la distance séparant les parties supérieure et inférieure des centra, respectivement des bords dorsal et ventral de l'animal.

Les côtes, longues et relativement robustes, semblent avoir été au nombre d'environ 9 paires. L'extrémité distale des premières paires de côtes atteint le bord ventral de la cavité abdominale tandis que la longueur des côtes situées en arrière des nageoires pelviennes diminue progressivement.

La cavité abdominale est généralement plus ou moins colorée par une substance organique noirâtre, comme c'est généralement le cas chez les Cyprinodontidae Fossiles.

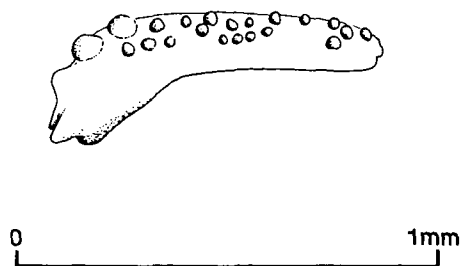


Fig. 3.

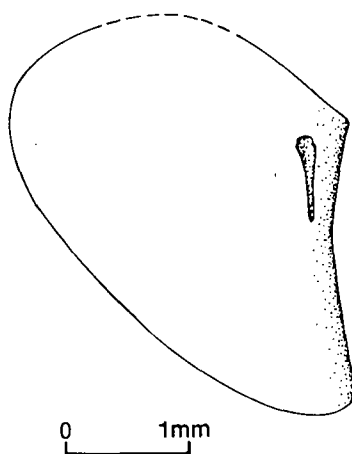


Fig. 4.

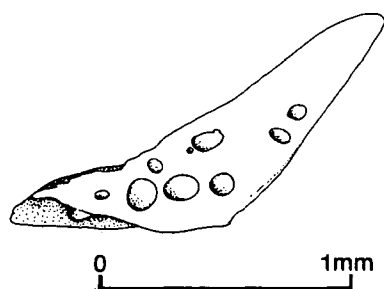


Fig. 5.

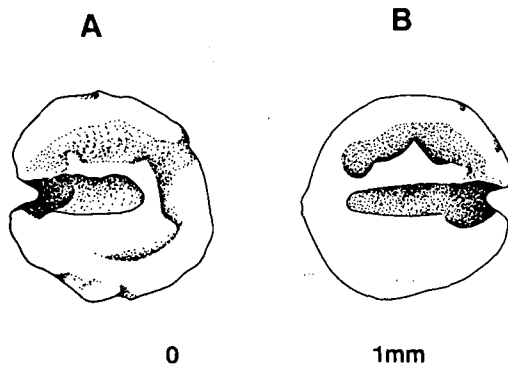


Fig. 6.

Fig. 3. *Prolebias hungaricus* nov. sp. Face mésiale de la mandibule du spécimen inventorié V. 18089, conservé à l'Institut Géologique de Hongrie

Fig. 4. *Prolebias hungaricus* nov. sp. Face interne de l'opercule gauche du spécimen inventorié V. 18090, conservé à l'Institut Géologique de Hongrie

Fig. 5. *Prolebias hungaricus* nov. sp. Face inférieure de l'os pharyngien inférieur gauche du spécimen inventorié V. 18091, conservé à l'Institut Géologique de Hongrie

Fig. 6. *Prolebias hungaricus* nov. sp. Face interne de deux otolithes.

A: Sagitta droite inventoriée V. 18088.

B: Sagitta gauche inventoriée V. 18087.

Ces deux otolithes sont conservées à l'Institut Géologique de Hongrie

La nageoire caudale, en forme de palette tronquée postérieurement, mesure, selon les individus, un quart à un peu moins d'un quart de la longueur standard. Elle se compose de 12 à 14 rayons principaux à la fois articulés et bifurqués, en avant desquels prennent place, dorsalement et ventralement, respectivement 5 à 7 et 5 ou 6 rayons marginaux.

Comme le montre le spécimen inventorié V. 18 092, le squelette caudal axial est constitué de 4 vertèbres: en avant du complexe uro-terminal trois vertèbres préurales libres contribuent en effet, par leurs neurapophyses et hémapophyses allongées, au soutien des lépidotriches caudaux. Le caractère le plus marquant du squelette caudal axial est toutefois la possession d'une plaque hypurale unique très large sur laquelle s'observe une ride longitudinale médiane incomplète.

La nageoire dorsale — De taille médiocre, la nageoire dorsale est insérée sensiblement en arrière du milieu du corps puisque la distance antédorsale représente approximativement 70% de la longueur standard. Elle débute un peu en arrière de la verticale passant par l'origine de l'anale, à laquelle elle est opposée. Elle est composée de 8 ou 9 lépidotriches parmi lesquels on distingue à l'avant un court rayon indivis suivi d'un long rayon articulé mais non bifurqué, en arrière duquel prennent place 6 ou 7 rayons à la fois articulés et bifurqués. La longueur du plus long lépidotriche dorsal égale approximativement la hauteur du corps mesurée à son point d'insertion.

L'endosquelette de la nageoire dorsale est composé de 8 ou 9 axonostes proximaux relativement courts. En effet, leur extrémité proximale ne s'intercale qu'assez faiblement entre les extrémités distales des neurapophyses correspondantes.

La nageoire anale — Sensiblement plus grande la nageoire dorsale à laquelle elle est opposée, la nageoire anale débute cependant un peu en avant de la verticale passant par l'origine de celle-ci. Elle se compose de 11 à 13 rayons. On dénombre à l'avant deux ou trois courts rayons auxquels font suite un long rayon articulé non bifurqué, qui est aussi le plus long de la nageoire, et 9 ou 10 lépidotriches à la fois articulés et bifurqués dont la longueur diminue progressivement vers l'arrière. La longueur des plus longs rayons excède légèrement la hauteur du corps mesurée à son point d'insertion.

L'endosquelette de la nageoire anale se compose de 10 à 12 axonostes proximaux de longueur modérée puisque seuls les axonostes antérieurs ont leur extrémité proximale qui s'intercale quelque peu entre les extrémités distales des hémapophyses correspondantes.

La ceinture scapulaire et les nageoires pectorales — Relativement longues puisque l'extrémité distale de leurs plus longs rayons atteint approximativement la base des nageoires pelviennes, les nageoires pectorales sont insérées en position basse sur le flanc. Elles se composent généralement de 13 à 15 lépidotriches.

L'anatomie de la ceinture scapulaire n'est pas connue avec précision.

La ceinture et les nageoires pelviennes — Les nageoires pelviennes, relativement petites, sont généralement insérées approximativement au milieu de l'espace séparant la base des pectorales de l'origine de l'anale. Dans certains cas, toutefois, comme sur l'holotype inventorié V. 18 084 vt 143, elles sont un peu plus proches de cette dernière, la distance pelvo-anale représentant seulement 46% de la distance pectoro-anale. Elles sont constituées de 6 rayons dont un seul n'est pas bifurqué. Leur longueur égale approximativement la moitié de la distance pelvo-anale.

Les os pelviens, dont la forme générale évoque celle d'un triangle allongé, ont une largeur maximale qui n'excède pas les $\frac{2}{3}$ ou les $\frac{3}{4}$ de leur longueur, laquelle représente approximativement les $\frac{2}{3}$ de celle des lépidotriches pelviens.

Les écailles — De type cycloïde, les écailles sont grandes, au point que leur nombre ne devait pas excéder une trentaine dans une rangée longitudinale. Leur surface est ornée de circoli concentriques relativement espacés, tandis que des radii, au nombre d'environ 8 ou 9, sont présents sur leur champ antérieur.

Analyse taxonomique

Bien que l'anatomie des petits poissons téléostéens miocènes de Szurdokpüspöki demeure très imparfaitement connue, il ne fait aucun doute qu'ils appartiennent à la famille des Cyprinodontidae, comme l'indiquent à la fois la structure du squelette caudal axial et l'absence de dimorphisme sexuel. En outre, la morphologie du dentaire, dépourvu de processus ventral en éperon, et la possession de dents coniques sur le dentaire et le prémaxillaire, permettent d'affirmer qu'on est en présence du genre *Prolebias* SAUVAGE.

Compte tenu de l'homogénéité des principaux caractères anatomiques observables chez les nombreuses espèces du genre *Prolebias* SAUVAGE, les critères utilisables pour définir les affinités des diverses espèces sont à la fois méristiques (composition de la colonne vertébrale et des nageoires impaires), morphométriques (position relative des nageoires) et anatomiques (structure du squelette caudal axial et, dans une moindre mesure, morphologie des otolithes).

On notera tout d'abord que la composition de la colonne vertébrale des poissons de Szurdokpüspöki n'apporte aucune information décisive car leur nombre de vertèbres post-abdominales varie de 16 à 18, ce qui chevauche la limite entre les deux ensembles principaux (chez lesquels on dénombre respectivement 16—17 et 18—19 vertèbres postabdominales) qu'il est possible de définir au sein du genre *Prolebias* SAUVAGE (J. GAUDANT 1978, 1981), si l'on excepte *P. chebianus* OBRHELOVÁ qui n'en possède que 11 à 15 (N. OBRHELOVÁ 1985).

La composition de la nageoire dorsale dont l'endosquelette est généralement formé de 7 ou 8 axonostes proximaux conduit à rapprocher les poissons de Szurdokpüspöki de la seule espèce *P. chebianus* OBRHELOVÁ, des « couches à Cypris » (Ottngangien-Karpatien) de Bohême (N. OBRHELOVÁ 1985).

Avec un endosquelette de la nageoire anale composé de 10 à 12 axonostes proximaux, les poissons de Szurdokpüspöki ne peuvent être comparés qu'à des espèces de l'Oligocène inférieur comme *P. rhenanus* GAUDANT et *P. aymardi* (SAUVAGE).

La position relative des nageoires dorsale et anale (nageoire anale débutant un peu en avant de la verticale passant par l'origine de la dorsale) place les poissons de Szurdokpüspöki dans un ensemble relativement vaste auxquelles appartiennent les espèces *P. meyeri* (AGASSIZ), du Miocène inférieur du bassin de Mayence, *P. egeranus* LAUBE, des « couches à Cypris » (Karpatien) de Bohême, et d'assez nombreuses espèces oligocènes parmi lesquelles *P. rhenanus* GAUDANT, *P. cataunicus* GAUDANT, *P. aymardi* (SAUVAGE) etc... (J. GAUDANT 1981, 1982, 1988).

La position des nageoires pelviennes, situées approximativement à mi-distance entre la base des pectorales et l'origine de l'anale, distingue en revanche les poissons de Szurdokpüspöki de toutes les espèces oligocènes du genre *Prolebias* SAUVAGE mais aussi de l'espèce miocène *P. chebianus* OBRHELOVÁ, de l'Ottngangien-Karpatien de Bohême, qui possèdent toutes des nageoires pelviennes insérées toujours beaucoup plus près de l'anale que des pectorales. Les poissons de Szurdokpüspöki diffèrent en outre de *P. meyeri* (AGASSIZ), du Miocène inférieur du bassin de Mayence, et de *P. egeranus* LAUBE, du Karpatien de Bohême, espèces chez lesquelles, les pelviennes sont, au contraire, sensiblement plus proches des pectorales que de l'anale (W. WEILER 1963; N. OBRHELOVÁ 1985).

Par ailleurs, la structure du squelette caudal axial, dans lequel s'observe une grande plaque hypurale unique, rappelle celle de plusieurs espèces de l'Oligocène inférieur comme *P. rhenanus* GAUDANT, *P. cataunicus* GAUDANT et *P. aymardi* (SAUVAGE) (J. GAUDANT 1981, 1982, 1988) mais aussi celle décrite par N. OBRHELOVÁ (1985) chez *P. chebianus*, de l'Ottngangien-Karpatien de Bohême.

Enfin, les otolithes de Szurdokpüspöki diffèrent sensiblement, par leur forme ovoïde à subcirculaire, de celles des diverses espèces du genre *Prolebias* SAUVAGE décrites par W. WEILER (1963) dans l'Oligo-Miocène du bassin de Mayence (Allemagne), qu'il s'agisse de *P. meyeri* (AGASSIZ), de forme générale subtriangulaire, de *P. praecursor* WEILER, caractérisée par son contour dorsal, accidenté par un tubercule saillant, ou encore de *P. altus* WEILER, très hautes par rapport à leur longueur. En revanche, les otolithes observées *in situ* sur les poissons de Szurdokpüspöki présentent quelque ressemblance avec celles de *P. senesi* BRZOBOHATÝ & STANCU, du Sarmatien du sondage Mochovce N-6 (Slovaquie). Elles en diffèrent cependant car ces dernières sont quelque peu allongées et possèdent une excisura sensiblement moins marquée (R. BRZOBOHATÝ & J. STANCU 1974).

En résumé, les *Prolebias* de Szurdokpüspöki possèdent donc une association unique de caractères qui les distingue de toutes les autres espèces du même genre décrites à ce jour. C'est pourquoi il est nécessaire de les considérer comme les représentants d'une espèce nouvelle que nous proposons de nommer *Prolebias hungaricus* nov. sp. Cette espèce peut être définie par la diagnose suivante:

« Petits poissons dont la longueur semble avoir été inférieure à 40 mm. Corps élancé dont la hauteur représente entre 1/5 et 1/4 de la longueur standard. Tête relativement grande constituant près du tiers de la longueur standard. Cavité buccale courte, oblique. Mâchoires garnies de dents coniques disposées en 3 rangées sur le dentaire. Sagitta ovoïde à subcirculaire, présentant une forte excisura. Colonne vertébrale composée de 28 ou 29 vertèbres dont 16 à 18 postabdominales. Environ 9 paires de côtes longues et robustes. Caudale en forme de palette tronquée, composée de 5—7+6—7/7—6+5—6 rayons. Dorsale de taille médiocre, composée de I+7—8 lépidotriches supportés par 8 ou 9 axonostes proximaux. Anale assez grande, pratiquement opposée à la dorsale mais débutant un peu en avant de cette dernière; II—III+10—11 rayons supportés par 10—12 axonostes proximaux. Pectorales assez grandes; 13—15 lépidotriches. Pelviennes petites situées à mi-distance entre pectorales et anale; I+5 lépidotriches. Ecailles cycloïdes grandes. »

Holotype: Spécimen inventorié V. 18084 Vt 143, conservé à l'Institut Géologique de Hongrie (MÁFI).

Gisement type: Diatomites inférieures de Szurdokpüspöki (Comté de Nógrád, Hongrie).

Age: Probablement badénien (M. HAJÓS 1986).

Interprétation paléoécologique

La mise en évidence d'une nouvelle espèce du genre *Prolebias* SAUVAGE dans les diatomites inférieures de Szurdokpüspöki constitue un élément utilisable pour l'interprétation des conditions de dépôt de ces sédiments. D'après l'étude de la flore diatomitique, M. HAJÓS (1968) considère que les diatomites inférieures se sont déposées dans des « eaux saumâtres peu profondes, eutrophes, mal oxygénées, dont la salinité était comprise entre 0,3 et 3‰ » (il est à noter qu'en 1986 le même auteur admet une salinité maximale de 5‰). Ce milieu oligohalin paraît correspondre très exactement à ce que nous savons du mode de vie de certaines autres espèces du genre *Prolebias* SAUVAGE, comme *P. meridionalis* GAUDANT et *P. cephalotes* (AGASSIZ) (J. GAUDANT 1978a, 1978b, 1982b). Le caractère monospécifique de l'ichthyofaune de Szurdokpüspöki et l'absence de poissons dulcaquicoles sténohalins tels que les Cyprinidae témoignent également en faveur de l'existence d'un milieu plus ou moins saumâtre. La malacofaune, également monospécifique, car réduite à la seule *Hydrobia stagnalis* BASTEROT, une espèce connue pour sa faculté d'adaptation à des eaux à salinité variable, tend à confirmer l'interprétation précédente. Il en est de même pour les

larves et les nymphes de Libellulidae qui constituent les seuls restes d'Insectes aquatiques présents dans ces niveaux. Or, certains Odonates possèdent des nymphes capables de vivre dans des eaux saumâtres dont la salinité est généralement inférieure à 20‰, comme l'a montré M. WRIGHT (1943) dans le delta du Mississippi.

Conclusion

La découverte d'une nouvelle espèce du genre *Prolebias* SAUVAGE dans les diatomites inférieures de Szurdokpüspöki dont l'âge est probablement badénien, a permis de compléter nos connaissances relatives à la distribution spatio-temporelle de ce genre. Alors qu'à l'Oligocène, celui-ci était très largement représenté dans les milieux saumâtres — voire occasionnellement d'eau douce — du Sud-Est et du Centre de la France, de Catalogne et du fossé rhénan, il semble avoir disparu de ces régions avant le début du Miocène, à l'exception du fossé rhénan où l'espèce *Prolebias meyeri* (AGASSIZ), attribuée à tort au genre *Aphanius* NARDO par H. MALZ (1978) était présente à l'Aquitainien. Plus récemment, le genre *Prolebias* a été identifié dans l'Ottangien-Karpatien de Bohême (G. LAUBE 1901; N. OBRHELOVÁ 1985). Enfin, J. D. DJAFAROVA (1986) en a décrit une nouvelle espèce dans le Sarmatien moyen de la République autonome du Nakhitchevan (Azerbaïdjan). Il s'agit là de l'espèce la plus récente rapportée au genre *Prolebias* SAUVAGE.

Remerciements. L'auteur est heureux de pouvoir exprimer toute sa gratitude envers le Docteur L. KORDOS qui a bien voulu organiser des fouilles dans les diatomites fossilifères de Szurdokpüspöki et qui y a participé personnellement.

Le financement de la mission pendant laquelle a été préparée cette étude a été pris en charge conjointement par l'Académie des Sciences de Hongrie (Magyar Tudományos Akadémia) et par le Centre National de la Recherche Scientifique.

L'illustration est due au talent de M. J. DYON.

BIBLIOGRAPHIE

- BRZOBHATÝ R. — STANCU J. 1974: Die Fischfauna des Sarmatien s. str. In PAPP A., MARINESCU F. & SENEŠ J. (Ed.): Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, M₃ Sarmatien. Veda, Slowak. Akad. Wiss.: 492—515, Bratislava.
- DJAFAROVA J. D. 1986: A new species of Cyprinodontiformes fish in Middle-Sarmatian deposits of the Nakhichevan ASSR. — Dokl. Akad. Nauk Azerbaïdjan SSR, 42. (6): 58—60, Baku.
- GAUDANT J. 1978a: Sur une nouvelle espèce de Poissons téléostéens Cyprinodontiformes de l'Oligocène des environs de Manosque (Alpes de Haute Provence). — Géol. méditerran. 5.: 281—290, Marseille.
- 1978b: Sur les conditions de gisement de l'ichthyofaune oligocène d'Aix-en-Provence (Bouches-du-Rhône): essai de définition d'un modèle paléoécologique et paléogéographique. — Géobios, 11.: 393—397, Lyon.
- 1981: Un nouveau Cyprinodontidae (Poisson téléostéen) de l'Oligocène inférieur de Kleinkems (Pays de Bade, Allemagne): *Prolebias rhenanus* nov. sp. — Sci. Géol. Bull. 34.: 3—12, Strasbourg.
- 1982a: *Prolebias catalaunicus* nov. sp.: une nouvelle espèce de Poissons Cyprinodontidae de l'Oligocène de Sarreal (Province de Tarragona, Catalogne). — Estudios geol. 38.: 95—102, Madrid.
- 1982b: Apport de l'ichthyofaune à la caractérisation des milieux saumâtres cénozoïques. — Mém. Soc. géol. Fr. N. S. 144.: 139—146, Paris.

- 1988: Les Cyprinodontiformes (Poissons téléostéens) oligocènes de Ronzon, Le Puy-en-Velay (Haute-Loire): anatomie et signification paléocéologique. — *Géobios*, 21.: pp. 773—785, Lyon.
- HAJÓS M. 1968: Mátraalja miocén üledékeinek diatomái (Die Diatomeen der Miozänen Ablagerungen des Mátravorlandes). — *Geol. Hung. ser. Palaeont.* 37, Budapest.
- 1986: A magyarországi miocén diatomás képződmények rétegtana (Stratigraphy of Hungary's Miocene diatomaceous earth deposits). — *Geol. Hung. ser. Palaeont.* 49, Budapest.
- HÁMOR G. 1985: A nógrád—cserhádi kutatási terület földtani viszonyai (Geology of the Nógrád—Cserhát area). — *Geol. Hung. ser. Geol.* 22, Budapest.
- HÁMOR G., RAVASZ-BARANYAI L., BALOGH K. & ÁRVA-SÓS E. 1979: K/Ar dating of Miocene pyroclastic rocks in Hungary. — *Ann. Géol. Pays Hellén. H. S. 2.*: 491—500, Athènes.
- KORDOS L. 1985: A magyarországi eggenburgi—szarmata képződmények szárazföldi gerinces maradványai, biozonációja és rétegtani korrelációja (Terrestrial Vertebrate remains from the Eggenburgian to Sarmatian of Hungary: Biozonation and stratigraphic correlation). — *Földt. Int. Évi Jel.* 1983-ról; 157—165, Budapest.
- KRETZOI M.—PÁLFALVY I. 1969: Flóra- és gerinces fauna adatok a szurdokpüspöki kovaföldbánya rétegtani megismeréséhez (Floren- und Wirbeltierfaunen-Angaben zur Stratigraphie der Diatomite von Szurdokpüspöki). — *Földt. Int. Évi Jel.* 1967-ről: 273—279, Budapest.
- LAUBE G. C. 1901: Synopsis der Wirbelthierfauna der böhm. Braunkohlenformation und Beschreibung neuer, oder bisher Unvollständig bekannter — Arten. *Abh. Naturw.-Med. Ver. „Lotos”* 2.: 107—186, Prag.
- MALZ H. 1978: Vergleichend-morphologische Untersuchungen an aquitanen Fisch-Otolithen aus dem Untergrund von Frankfurt am Main. — *Senckenb. Lethaea*, 59.: 441—481, Frankfurt am Main.
- OBRHELOVÁ N. 1985: Osteologie a ekologie dvou druhů rodu *Prolebias* Sauvage (Pisces, Cyprinodontidae) v Západočeském spodním Miocénu (Osteologie und Ökologie von zwei Arten der Gattung *Prolebias* Sauvage (Pisces, Cyprinodontidae) aus dem Westböhmischem Untermiozän. — *Sborn. nar. Muz. Praze*, 41B: 85—140, Praha.
- RÖGL F.—STEININGER F. F. 1983: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die neogene Paläogeographie und Palinspastik der zirkummediterranen Raumes. — *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 85/A: 135—163.
- WEILER W. 1963: Die Fischfauna des Tertiärs im oberrheinischen Graben. — *Abh. Senckenb. natf. Ges.* 504, Frankfurt am Main.
- WRIGHT M. 1943: A comparison of the dragonfly fauna of the lower delta of the Mississippi River with that of the marshes on the central Gulf coast. — *Ecol. Monogr.* 13. (4): 481—497. Durham (North Carolina).

ÚJ HALFAJ (PROLEBIAS HUNGARICUS N. SP., CYPRINODONTIDAE) A SZURDOKPÜSPÖKI MIOCÉN DIATOMAFÖLDBŐL

JEAN GAUDANT

17, rue du Docteur Magnan — 75013 Paris (France)
(U.R.A. 720 du C.N.R.S.)

ETO: 567:551.782.1(234.373.3)

T á r g y s z a v a k : Pisces, Cyprinodontidae, morfológia, rendszertani leírás, új taxon, miocén, paleoökológia, csökkentsővízi környezet, Mátra hegység

A cikk egy új Cyprinodontidae halfaj, a *Prolebias hungaricus* n. sp. leírását tartalmazza. A jó megtartású csontvázban az otolithok in situ őrződtek meg (Szurdokpüspöki, felső-bádeni „alsó-diatomás” réteg).

A *Prolebias hungaricus* n. sp. jelenleg a *Prolebias* SAUVAGE nemzetség legfiatalabb európai fajának tekinthető. Korábbi adatok szerint e faj legutolsó európai előfordulása az ott-nangiban és a kárpátiban volt. Ugyanekkor a közelmúltban ehhez a nemzetséghez tartozó fajt jeleztek a Kaukázuson túli szarmatából. A *Prolebias* faj előfordulása a szurdokpüspöki diatomitban megerősíti azt a nézetet, hogy ennek az üledéknek csökkentsósvízi környezete volt.

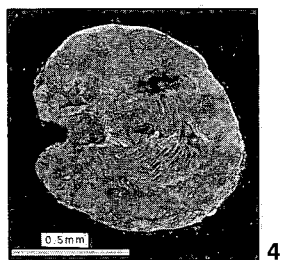
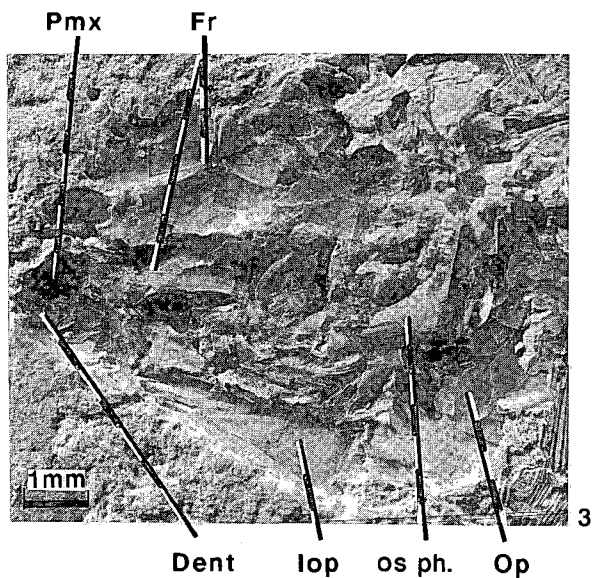
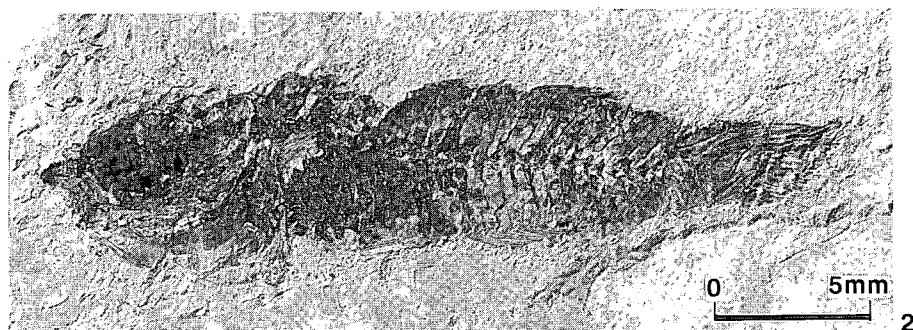
I. tábla — Planche I*Prolebias hungaricus* nov. sp.

Diatomites inférieures (Badénien supérieur) de Szurdokpüspöki

1. Vue générale de l'holotype inventorié V. 18 084 vt 143, conservé à l'Institut Géologique de Hongrie (MÁFI)
2. Vue générale du specimen inventorié V. 18 085, conservé à l'Institut Géologique de Hongrie (MÁFI)
3. Tête du specimen inventorié V. 18 086, conservé à l'Institut Géologique de Hongrie (MÁFI)
Dent: dentaire; *Fr*: frontal; *Iop*: interopercule; *Op*: opercule; *Pmx*: prémaxillaire; *os ph.*: os pharyngien
4. Face interne de la sagitta droite prélevée sur le spécimen inventorié V. 18 088, conservé à l'Institut Géologique de Hongrie (MÁFI)
5. Dent prélevée sur le dentaire du spécimen inventorié V. 18 088, conservé à l'Institut Géologique de Hongrie (MÁFI)
- 6—7. Dents pharyngiennes prélevées sur le spécimen inventorié V. 18 088, conservé à l'Institut Géologique de Hongrie (MÁFI)

Fig. 1—3: clichés D. SERRETTE;

Fig. 4—7: électrophotographies S. LAROCHE



A KÖZÉP-EURÓPAI FELSŐ-PLEISZTOCÉN POCOKFAUNA FEJLŐDÉSE ÉS BIOSZTRATIGRÁFIAI ÉRTÉKELÉSE

KORDOS LÁSZLÓ

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 569.323.4:551.782.2(4-191)

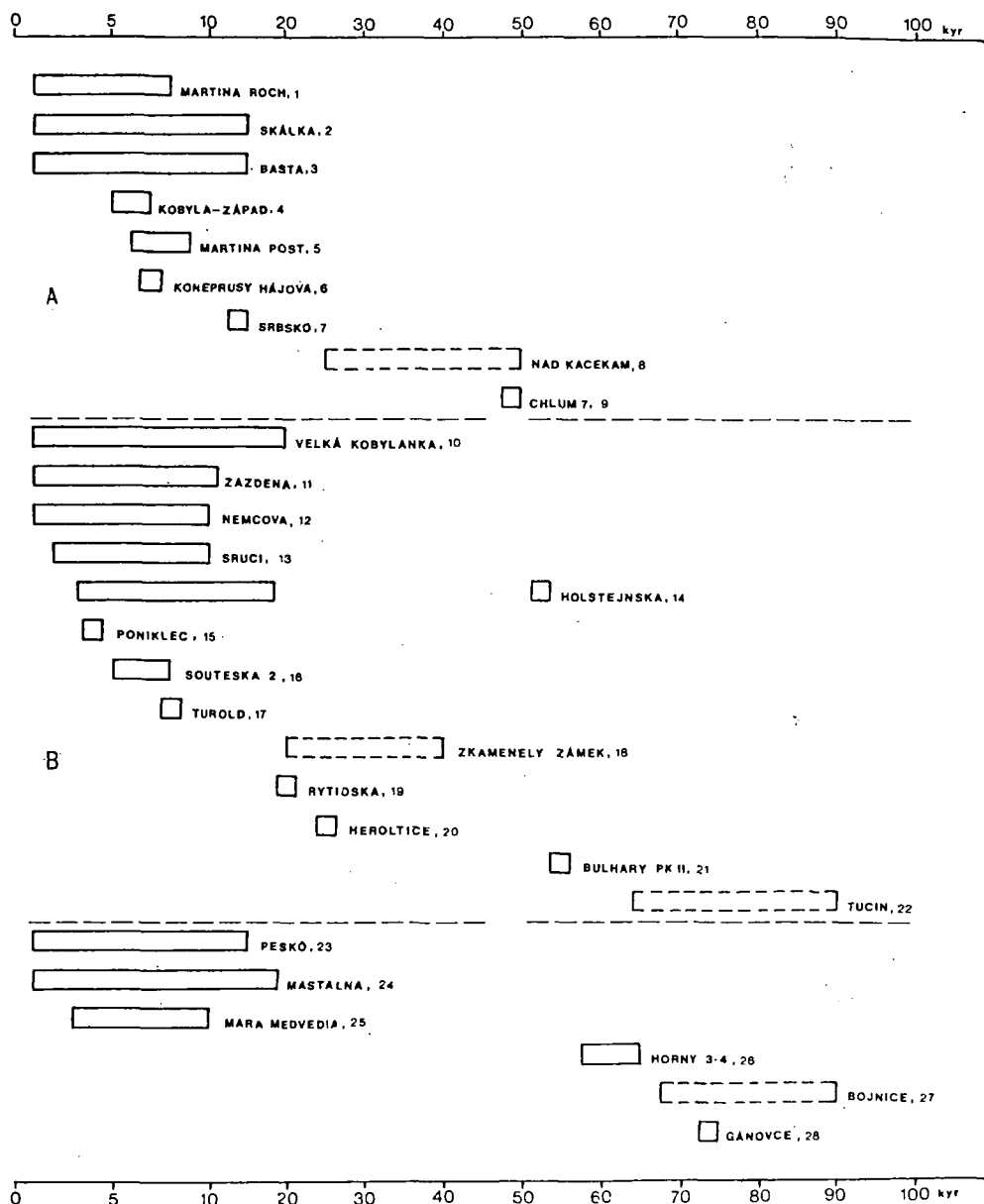
T á r g y s z a v a k : Mammalia, Arvicolidae, biosztratigráfia, felső-pleisztocén, biokronológia, Közép-Európa

A felső-pleisztocén leggyakoribb, s biosztratigráfiára legalkalmasabb gerinces állatai a pocokfélék (Arvicolidae). Áttekintve a francia, német, lengyel, orosz, cseh, morva, kárpát-medencei és al-dunai Arvicolidae adatokat, a szerző összefoglalta a tíz pocoktaxon mennyiségi szukcessziójára vonatkozó általános tendenciákat. A regionális Arvicolidae-spektrumok megteremtették annak a lehetőségét, hogy Európa középső sávjára érvényes Arvicolidae biosztratigráfia készüljön.

A magyarországi felső-pleisztocén képződmények gerinces biosztratigráfiájának kialakításában kulcsfontosságú a pocokfélék (Arvicolidae) fejlődésének rekonstrukciója. A több mint száz évre visszatekintő igen részletes közép-európai vizsgálatok már lehetőséget nyújtanak arra, hogy az egyes Arvicolidae taxonok fejlődését, elterjedését ne csak kárpát-medencei, hanem tágabb állatföldrajzi áttekintésben értelmezzük.

Az Arvicolidae fauna szukcessziójának rekonstruálása

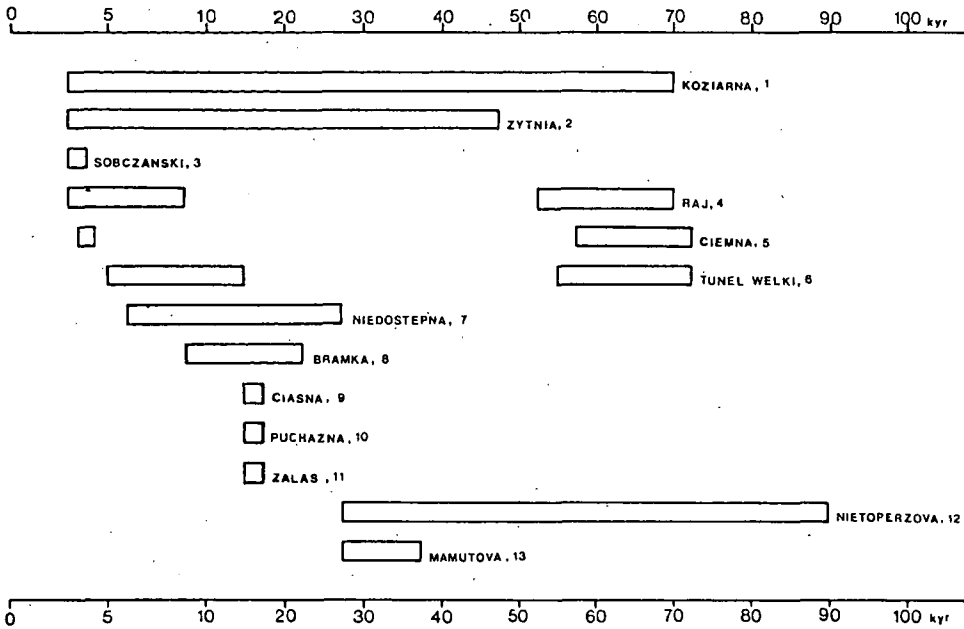
A vizsgálat célja az, hogy a Kárpát-medence felső-pleisztocén (riss—würm interglaciálistól a pleisztocén—holocén határáig) pocokfajainak mennyiségi fejlődését földrajzi környezetében értelmezzem. Ezért felhasználtam mindazokat az adatokat, amelyeknek a kronológiája megbízható, statisztikus vizsgálatra alkalmas, s a pocokfaunáról mennyiségi értékelést nyújtanak. Az ilyen szempontú legfontosabb alapadatok a Felvidékről, a Cseh- és a Morva-Karsztról, Lengyelország déli területéről, a német rögvidékről, kisebb mértékben az Al-Duna környékéről, Szlovéniából, Belgiumból, Franciaországból és az Orosz-tábla területéről származnak (a felhasznált lelőhelyeket és irodalmi hivatkozásokat az 1—5. ábrák tartalmazzák). A vizsgálathoz kiválasztottam és újraértékeltem a revideált hazai lelőhely mintáját (6. ábra), s azokat rétegtani helyzetüknek megfelelő kronológiai pozícióban értékeltem.



1. ábra. A Cseh-karszt (A), a Morva-karszt (B) és Szlovákia (C) területéről felhasznált gerinceslelőhelyek kronológiai helyzete

1. HORACEK, manuscript, 2. HORACEK—LOZEK 1988, LOZEK, 1987, 3. HORACEK—LOZEK 1982, 4. HORACEK—LOZEK 1988, 5. HORACEK, manuscript, 6. HORACEK, manuscript, 7. HORACEK—SANCHEZ 1984, 8. HORACEK—SANCHEZ 1984, 9. HORACEK—SANCHEZ 1984, 10. LOZEK—TYRACEK—FEJFAR 1959, 11. LOZEK 1982, 12. HORACEK—LOZEK 1984, 13. LOZEK 1982, 14. HORACEK—LOZEK 1988, 15. HORACEK, manuscript, 16. LOZEK 1985, 17. BOCSÁK et al. 1984, 18. HORACEK—SANCHEZ 1984, 19. HORACEK—SANCHEZ 1984, 20. HORACEK—SANCHEZ 1984, 21. HORACEK—LOZEK 1988, 22. HORACEK—SANCHEZ 1984, 23. HORACEK—LOZEK 1988, 24. HORACEK—LOZEK 1988, 25. LOZEK—HORACEK—GAÁL 1987, 26. HORACEK—SANCHEZ 1984, 27. HORACEK—SANCHEZ 1984

Fig. 1. The chronological position of the localities yielding vertebrate fauna involved into the scope of this study from the Czech Karst (A), the Moravian Karst (B) and Slovakia (C)



2. ábra. A lengyelországi gerinceslelőhelyek kronológiai helyzete

1, 2, 4–10, 12, 13 NADACHOWSKI 1982, 3. ALEXANDROWICZ et al. 1985, 11. BOCHENSKI et al. 1985

Fig. 2. The chronological position of localities from Poland yielding vertebrate fauna

Minden egyes, a vizsgálatba bevont lelőhelynél a szerzők által meghatározott taxonokat revízió nélkül elfogadtam. Ennek megfelelően összesen 10 pocokfajt tartalmaz a tanulmány: *Dicrostonyx* sp., *Lemmus* sp., *Microtus nivalis*, *Microtus gregalis*, *Lagurus* sp., *Microtus oeconomus*, *Microtus arvalis-agrestis* csoport, *Arvicola* sp., *Myodes* (= *Clethrionomys*) *glareolus*, *Pitymys subterraneus*.

A legtöbb irodalmi adatról a szerzők nem tüntették fel a gyakorisági értékeket, így azokat a rendelkezésre álló mennyiségi értékekből számítottam ki.

A tanulmány másik sarkalatos pontja a megfelelő kronológia használata. Minden esetben elfogadva a szerzők által meghatározott kronológiai pozíciót, azokat — a további feldolgozás érdekében — a legvalószínűbb, ezer évben meghatározott időpontra rögzíteni kellett (1–6. ábrák).

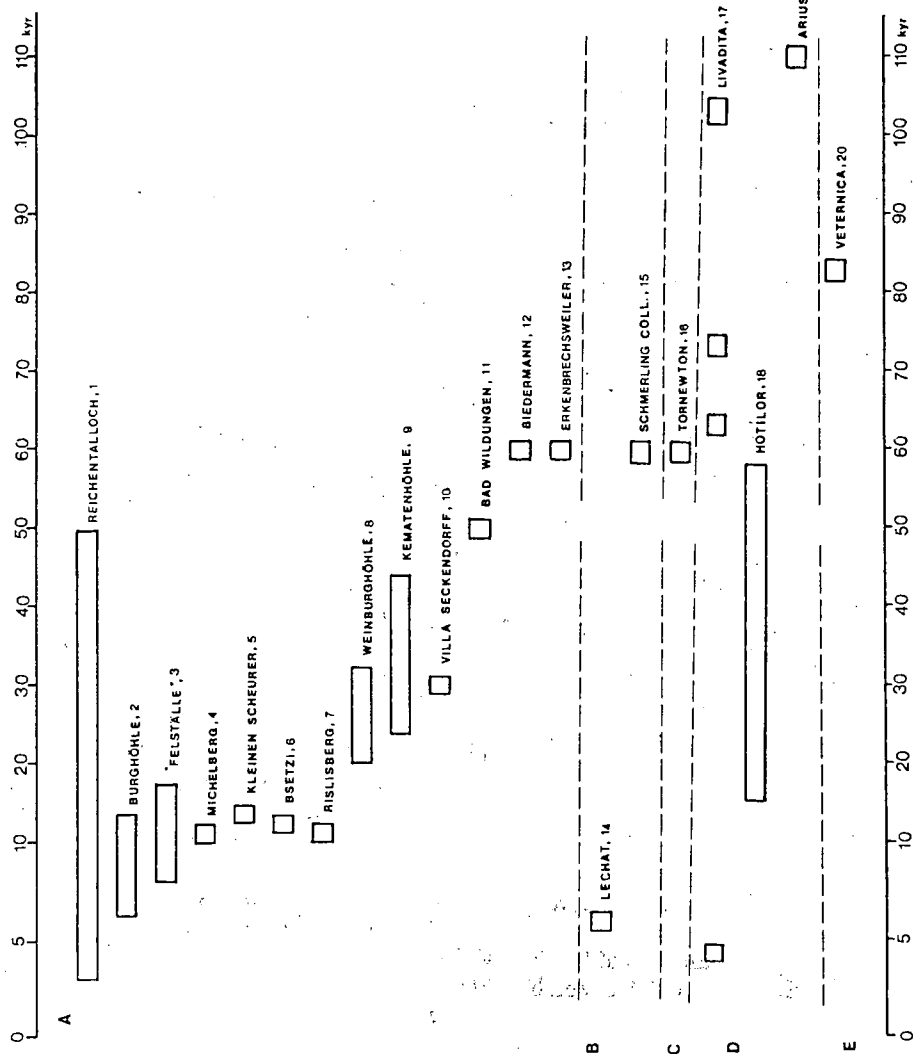
A lelőhelyek pontos földrajzi helye minden esetben ismert volt. Ezek azonban rendszerint szűk területekre csoportosultak (pl. krakkói jura, Bükk hegység), míg az interpretáláskor nagyobb földrajzi egységgel kellett számolni. Ezért a faunaszukszczió ábrázolásakor nagy, regionális egységeket összevontan alkalmaztam (Franciaország, D-Németország, D-Lengyelország, Cseh- és Morva-Karszt, Magyarország, DNy-Románia, Orosz-tábla). A három alapvető adat birtokában (pocokfajok gyakorisága, ezer évben rögzített kor, lelőhely földrajzi helye) két ábraszorozatot készítettem: (1) pocokfauna-szukszczió földrajzi egységenként (7. ábra) és (2) az egyes taxonok gyakoriságának elterjedési térképsorozatot (8. ábra).

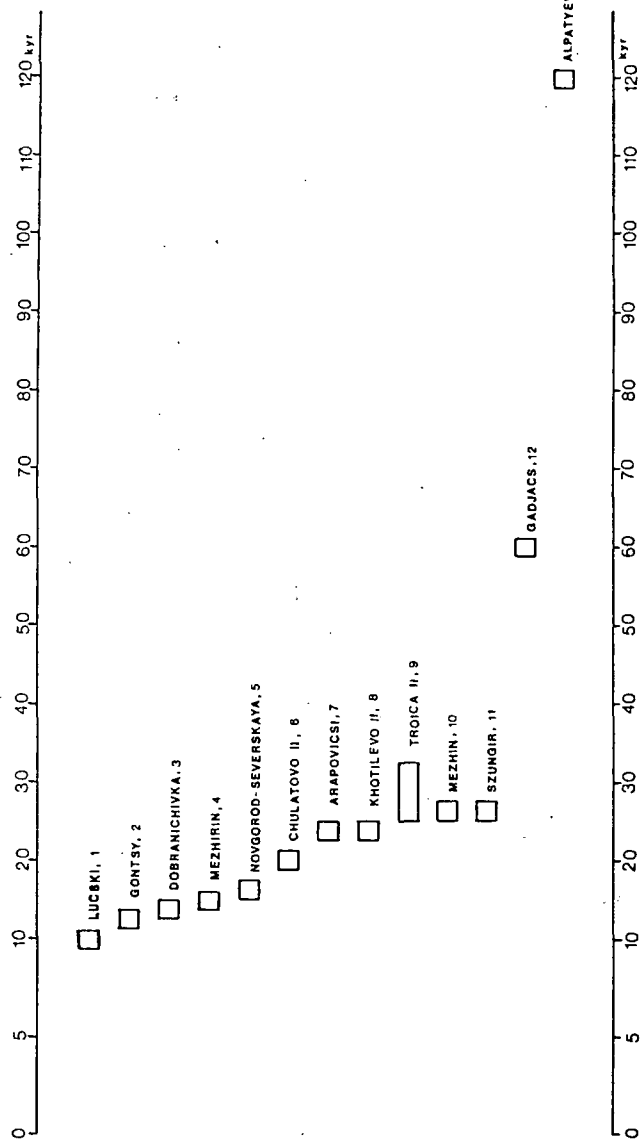
Az e két ábrázolási módról leolvasható eredmények bemutatása előtt fel kell hívni a figyelmet az értékelhetőséget befolyásoló hibafaktorokra.

3. ábra. A német (A), belga (B), angol (C), román (D) és jugoszláv (E) felső-pleisztocén gerinceslelőhelyek kronológiai helyzete

1. BRUNNER 1959, 2. KOENIGSWALD v. 1977, BRUNNACKER et al. 1977, 3. STORCH 1987, 4. BOECKER—LEHMANN—REMY 1972, 5. HAHN—KOENIGSWALD v. 1977, 6. KOENIGSWALD v. 1983, 7. KOENIGSWALD v. 1963, 8. KOENIGSWALD v.—MÜLLER—BECK 1974, 1975, 9. KOENIGSWALD v. 1978, 10. KOENIGSWALD v. 1985, 11. JACOBSS—HUCKRIEDE—JACOBSS 1963, 12. KOENIGSWALD v. 1973, 13. KOENIGSWALD—SCHMIDT—KITTLER 1972, 14. CORDY 1983, 15. CORDY 1980, 16. KOWALSKI 1967, 17. TERZEA 1977, 18. TERZEA 1971, 19. RADULESCU—SAMSON 1975, 20. MALEZ 1963

Fig. 3. The chronological position of localities yielding Late Pleistocene Vertebrates in Germany (A), Belgium (B), England (C), Rumania (D), and Yugoslavia (E)

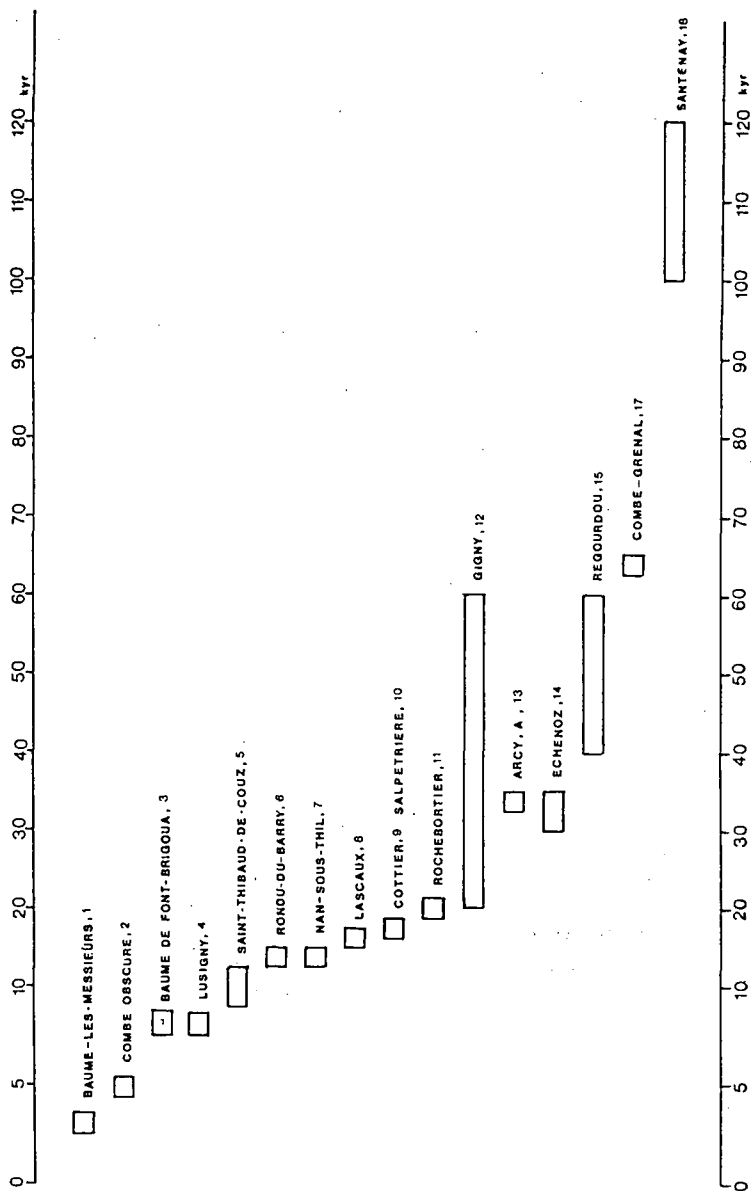




4. ábra. Az Orosz-tábla felső-pleisztocén lelőhelyeinek kronológiai helyzete

1. MARKOVA 1982, 2. SOFFER 1985, 3. SOFFER 1985, 4. SOFFER 1985, 5. SOFFER 1985, 6. SOFFER 1985, 7. MARKOVA 1985, 8. MARKOVA 1982, 9. MARKOVA 1985, 10. SOFFER 1985, 11. MARKOVA 1985, 12. MARKOVA 1984, 13. MARKOVA 1982

Fig. 4. The chronological position of localities yielding Late Pleistocene vertebrate fauna in the Russian Shield



5. ábra. A franciaországi felső-pleisztocén gerinces lelőhelyek kronológiai helyzete

1-18 CHALINE 1977

Fig. 5. The chronological position of localities yielding Late Pleistocene vertebrate fauna from France

Ezek jellege és súlya:

— Rendszertani hiba. Egyes szerzők között eltérés lehetséges a taxonok meghatározásában. A legnagyobb variációkat a *Microtus nivalis*, *M. oeconomus* és *M. gregalis* esetében tapasztalni. A többi taxon esetében a meghatározások azonos szintűeknek tekinthetők.

— Egyedmeghatározási hiba. A legtöbb esetben az M_1 -ek alapján meghatározott maximális egyedszámot közlik a szerzők. Ennek kiszámításában szubjektív tényezők is lehetnek, de azonos feldolgozások esetén az egyforma számolási mód valószínűsíthető.

— Kronológiai hiba. A relatív kronológiai pozíció meghatározása — a bőséges adatok birtokában — alapvetően sehol sem kérdőjelezhető meg. Az egyes rétegek korrelációja vitatható, miután az eltérő földrajzi területeken más és más geokronológiai rendszert használnak. Ahol C^{14} vagy más radiometrikus koradat állt rendelkezésre, ott azt — ismerve annak hibalehetőségeit — fogadtam el. Legfeltűnőbb kronológiai bizonytalanságot a korai würmben tapasztaltunk. Tovább terhelte a kronológiai hibalehetőséget, hogy a rétegeket fix koradathoz rögzítettem, s azokat közelítettem a kerek tízezer éves időhorizontokhoz. Mindezek ellenére valószínű, hogy az eredetileg jól meghatározott kronológiájú rétegek hibahatára ± 3000 évnél nem nagyobb.

— Adataránytalansági hiba. Míg a felső-würmre mindenhol sok megbízható adatunk van, addig a középső- s főleg az alsó-würmben kifejezetten adatszegénységgel kellett számolni. Ez elsősorban az elterjedési időhorizont-térképek esetében szembetűnő.

— Extrapolációs hiba. Az elterjedési térképeken adott esetekben jelentős földrajzi távolságokat kell extrapolációval áthidalni. Ilyen esetekben mindig számolni kell az általánosítás hibájával, bár az ismert környezeti tényezőket igyekeztem feltüntetni.

— Egyéb hibalehetőségek. Az elterjedési térképsorozatoknál sem a Föld felszíni domborzatát, sem a jégtakarók adott helyzetét nem tüntettem fel. Ugyanitt az Alpok területére, valamint a Kárpát-medencétől délre az elterjedési adatok nem terjednek ki, adathiány miatt megszakadnak. Nyilvánvalóan adott taxonok esetében (*Microtus arvalis*, *Myodes* stb.) az elterjedés déli határa nem esik egybe a térképsorozaton ábrázolttal.

A lokális Arvicolidae szukcesszió

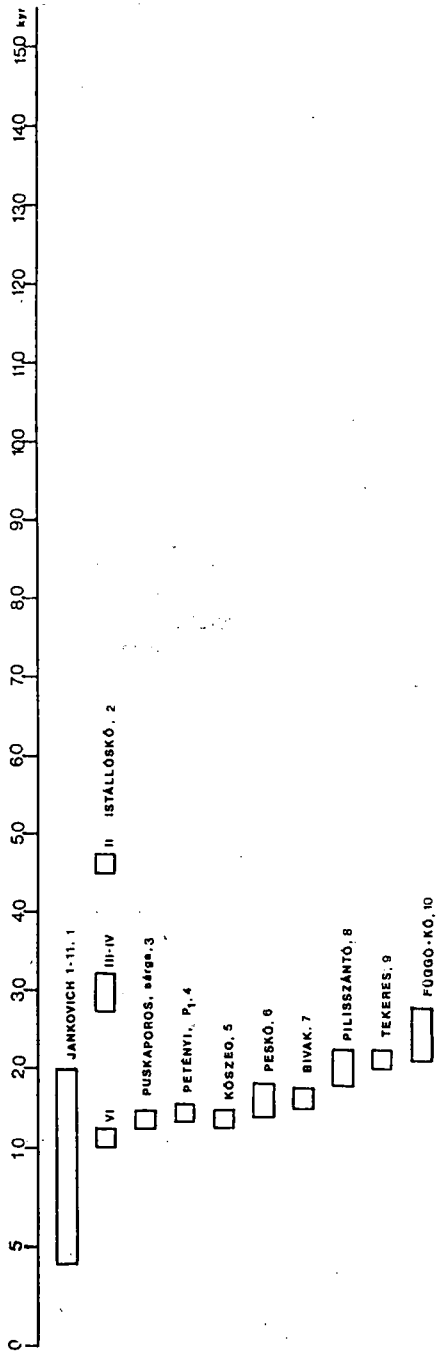
Közép-Európa és környező területeinek pocokfauna-fejlődését először földrajzi területenként csoportosított lokális gyakorisági idődiagram segítségével jellemeztem. Az ezt bemutató ábraszorozaton (7. ábra) feltüntettem egy oxigén-izotópos klímagörbét (LABEYRIE 1984), valamint az alpi felső-pleisztocén kronológiai tagolásra javasolt nevezéktant (CHALINE és JERZ 1984, DREESBACH 1986). Amint az nyilvánvaló, s a felső-pleisztocénre CHALINE (1981) megállapította, Európa apróemlőseinek fejlődésében öt nagy állatföldrajzi zóna játszott szerepet: a mediterrán, a borealis, az atlanti, a kontinentális és alpi. Közép-Európa felső-pleisztocén pocokfaunáját a riss-würm interglaciális melegszűcsától vezetem le, ami nem jelenti azt, hogy a modern Arvicolidae-fauna eredetét is innen számítsam.

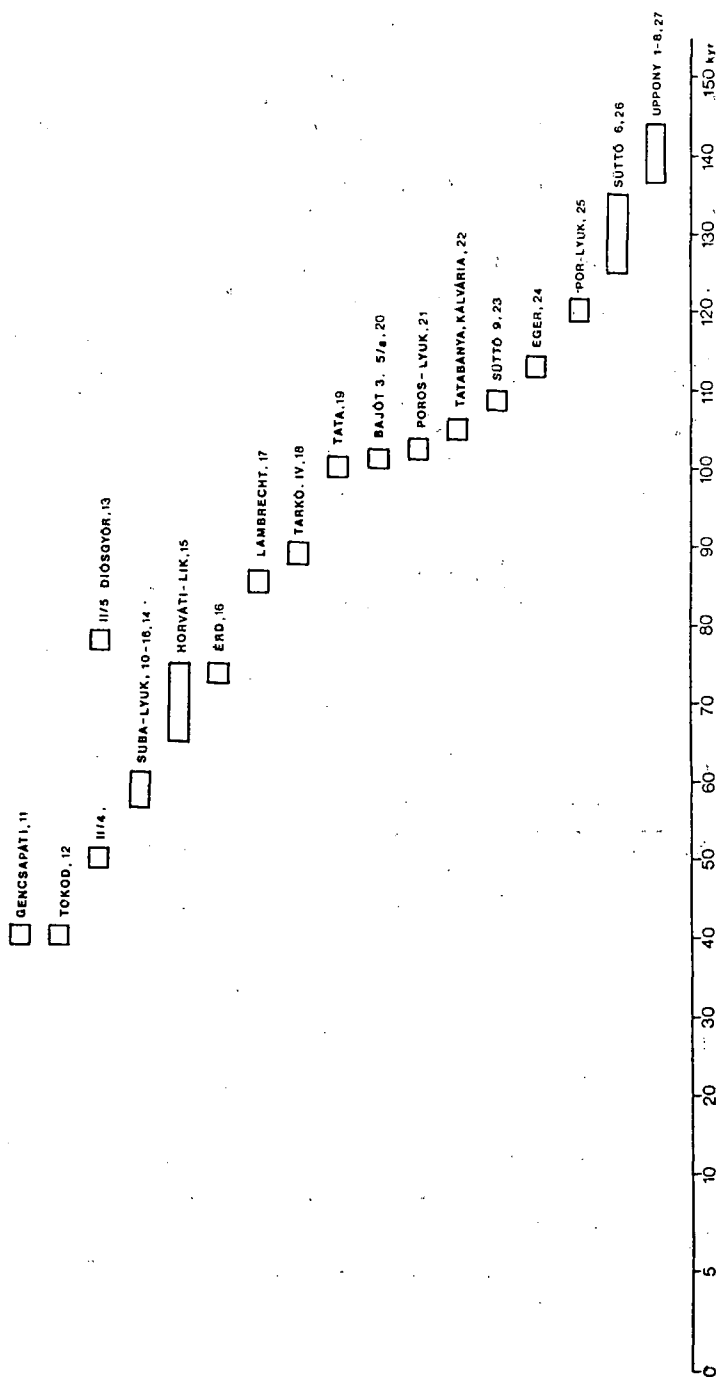
Az eemi (115–125 kyr) alapfaunát az Orosz-táblán a *Microtus oeconomus*–*Lagurus* dominancia, a Kárpát-medencében és Franciaországban a *Microtus arvalis* abszolút dominanciája jellemzi. A korai würm (75–115 kyr) faunafejlődését pillanatnyilag csak Magyarország területéről ismerjük főbb vonásaiban. Itt a *M. arvalis* dominanciája mellett a klíma-oscillációknak megfelelően változik a *Microtus gregalis* (mint hideg) és a *Myodes* (mint melegebb, erdei jellegű) egyedszáma, a *Lagurus lagurus* állandó, kisszámú jelenléte mellett. A korai és a középső-würm határát (70–75 kyr) már mindegyik vizsgált terület pocokdiagramján jól lehet határozni. A 70 kyrben maximumot mutató 4. klímazóna igen jelentős környezeti változásokat okozott egész Európában. Megszűnt a korai würm hűvös oscillációs szakasza, s az első valódi glaciális időszak következett be, amelyet a

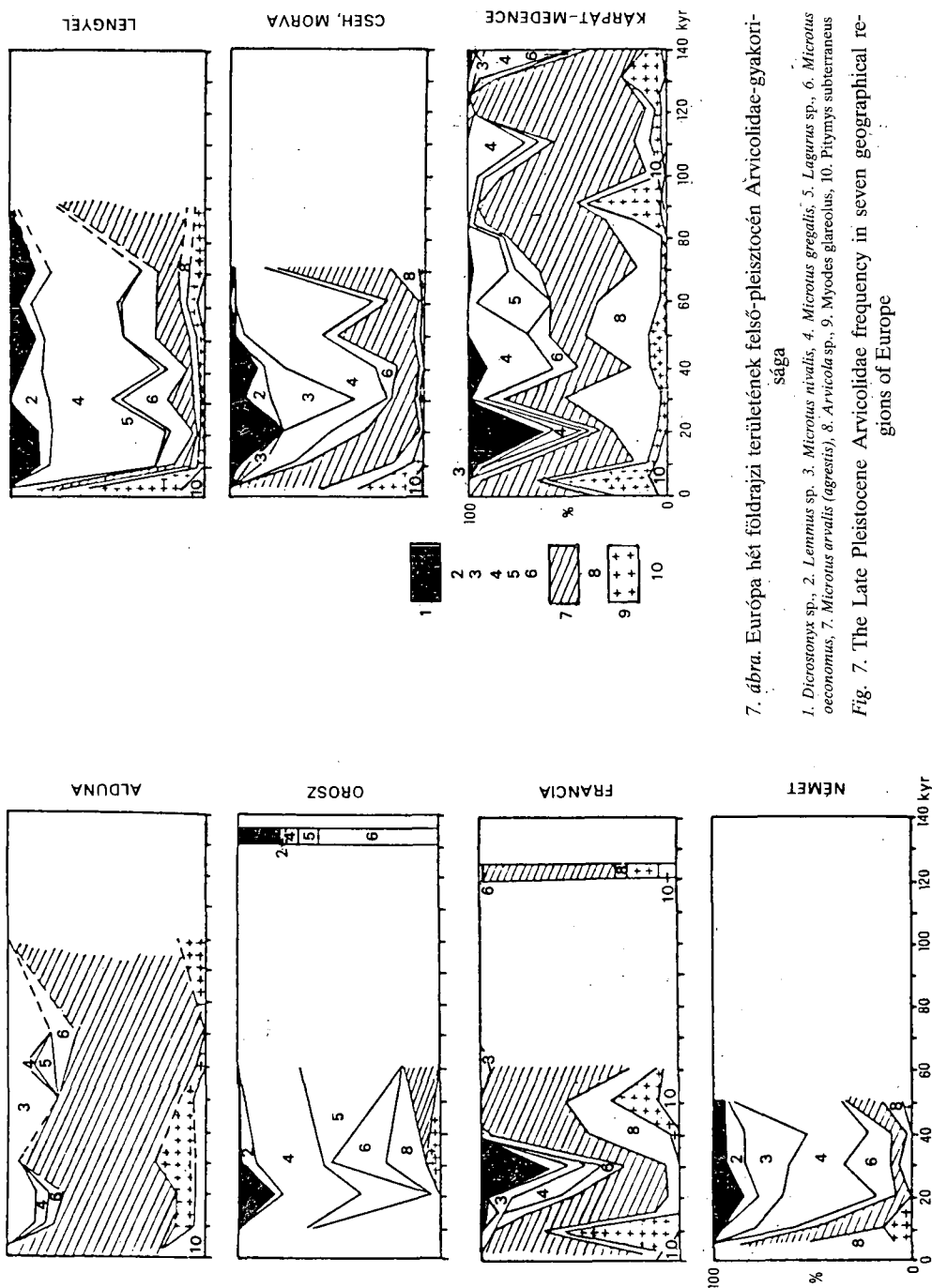
6. ábra. A magyarországi felső-pleisztocén gerinceslelőhelyek kronológiai helyzete

1. KREITZOI 1956, 2. VÖRÖS 1984, 3. VÉRTES 1965, 4. JÁNOSSY—KORDOS 1976, 5. KORDOS 1979, 6. VÉRTES 1965, 7. JÁNOSSY et al. 1957, 8. KORMOS 1915, 9. BERTALAN—KREITZOI 1962, 10. JÁNOSSY—KORDOS—KROLOPP 1983, 11. KORDOS 1977, 12. JÁNOSSY 1971, 13. HELLEBRANDT—KORDOS—TÓTH 1976, 14. JÁNOSSY 1979, 15. FÜKSI—KORDOS 1979, 16. GÁBORI—CSÁNK 1968, 17. JÁNOSSY 1973, 18. JÁNOSSY 1976, 19. VÉRTES 1974, 20. KORDOS, manuscript, 21. JÁNOSSY 1979, 22. KORDOS, manuscript, 23. JÁNOSSY 1979, 24. KORDOS—KROLOPP 1980, 25. JÁNOSSY—KORDOS—KROLOPP—TÓFÁI 1972, 26. JÁNOSSY 1979, 27. JÁNOSSY et al. 1968

Fig. 6. The chronological position of localities yielding Late Pleistocene vertebrate fauna from Hungary







7. ábra. Európa hét földrajzi területének felső-pleisztocén Arvicolidae-gyakorisága

1. *Dicrostonyx* sp., 2. *Lenmus* sp., 3. *Microtus nivalis*, 4. *Microtus gregalis*, 5. *Lagurus* sp., 6. *Microtus oeconomus*, 7. *Microtus arvalis* (agrestis), 8. *Arvicola* sp., 9. *Myodes glareolus*, 10. *Pitymys subterraneus*

Fig. 7. The Late Pleistocene Arvicolidae frequency in seven geographical regions of Europe

középső-würm alapvetően hideg oszcillációs időszaka követett. A határeseményt a hidegkedvelő fajok megjelenése jelzi. Általános tendencia a *Microtus arvalis*—*agrestis* csoport gyakoriságának gyors csökkenése, amelyet DNY-Romániában a *M. nivalis* és *M. ceconomus*, a Kárpát-medencében a *M. gregalis* és az *Avicola*, a Cseh-medencében és Lengyelországban a *M. gregalis* és *Dicrostonyx*, Franciaországban az *Arvicola* és az *M. nivalis* elszaporodása okozott. Rendkívül jellemző — klimatikus sztyepp létrejöttére visszavezethető —, hogy kb. 60 kyrben a *Lagurus* dominanciája rendkívül megnövekszik, s ennek következtében K-ről messze Ny-ra elterjed. Az Orosz-táblán 50%-os, az Al-Dunánál 10%-os, a Kárpát-medencében 25–30%-os a gyakorisága. Ugyanakkor megjelent Lengyelországban, majd később áterjedt a német területre, Franciaországba, Belgiumba és Angliába is.

A középső-würm pocokfaunáját alapvetően az 50 kyr körül kulmináló hideg előretörés hatása szabályozta. Ekkorra tehető a *Dicrostonyx* és a *Lemmus* jelentős térhódítása É felől. Az Orosz-táblán e fajok mellett a *Lagurus* és *M. gregalis*, a Kárpát-medencében a *M. gregalis* és a *M. arvalis*, a cseh, a lengyel és német területen a *M. gregalis* a jellegzetes faj. DNY-Romániában és Franciaországban e két „glaciális” faj nem jelent meg, helyettük a *M. arvalis* dominanciája mellett a *M. nivalis* jelzi a hidegcsúcsot.

A 30 kyr körüli interstadiális idején igen jellegzetesen visszaszorul vagy eltűnik a *Dicrostonyx*, miközben a Kárpát-medence ívén kívül ekkor a *Lemmus* erősen előretört. Ettől D-re a *Lemmus* nem jutott, viszont Franciaországban DNY-ra terjedt el. A *Lagurus* ekkor már csak az Orosz-táblán élt.

A felső-pleisztocén legjellegzetesebb és leginkább ismert, a pocokfajok gyakoriságában is megnyilvánuló változása a 18–21 kyrben kicsúcsosodó felső-würm glaciális maximuma. A *Dicrostonyx* D-Európa kivételével egész Európában gyakorisági maximumként jelenik meg, a *M. gregalis* dominancia kíséretében. Az utolsó glaciális csúcsot követő viszonylag gyors felmelegedési folyamat hatására 18 és 6 kyr B.P. között egész Európában a glaciális fauna interglaciálisra cserélődött. Ennek eredményeként kialakult az egységes, *M. arvalis* dominanciájával jellemzett pocokfauna. Színező elemei az Orosz-táblán a *M. gregalis* és a *Lagurus*, s ettől Ny-ra, Közép-Európán át Franciaország a *Pitymys*, *Myodes* és az *Arvicola*. Az értékelt hét földrajzi régióban az egyes pocokfajok eloszlása eltérő. Ennek ellenére, a globális klímaváltozások hatására, azonos időközökben azonos tendenciájú pocokfauna összetétel-változások zajlottak le. Mindezek lehetőséget teremtenek a korábbiaknál pontosabb és megalapozottabb rétegtani korrelációra.

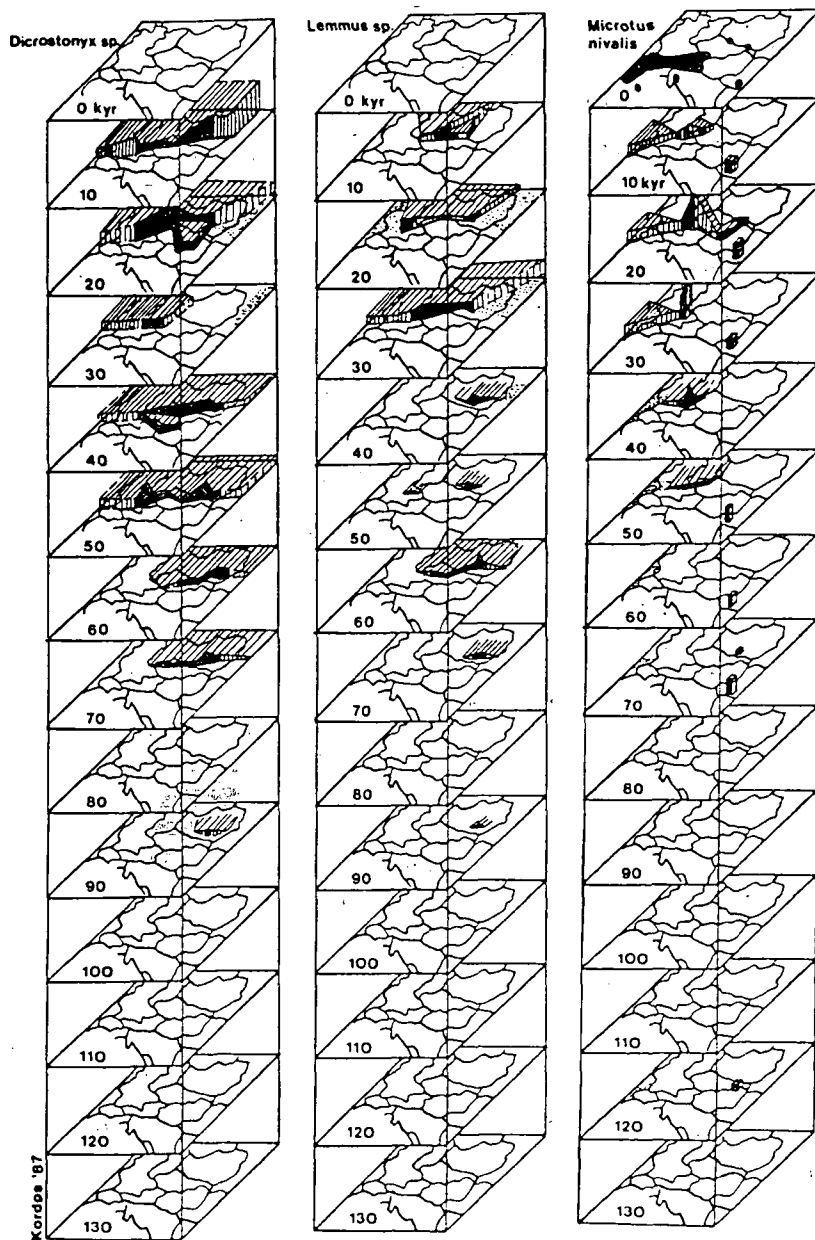
A pocokfajok elterjedési térképei

A térképsorozat (8. ábra) segítségével nyomon lehet követni a tíz közép-európai pocokfaj elterjedését és gyakoriságát a riss–würm interglaciálistól a holocénig. Az egyes fajokról a következő állatföldrajzi jellegzetességeket lehet így megállapítani.

Dicrostonyx sp. A szélsőségesen boreális pocokfaj a riss–würm interglaciális idején visszahúzódott Közép-Európából. Újbóli megjelenése Skandinávia felől a 90–95 kyr közötti lehűléssel valószínűsíthető. Tartós felső-pleisztocén elterjedése 70 kyrtól tart a korai holocénig. Eközben két jelentős előretörése volt 40 és 20 kyrben. A korábbi időpontban csak az Alpok–Kárpátok vonaláig hatolt előre, míg a második hullámban bevándorolt a Kárpát-medencébe és Ny-Európa déli részére is.

Lemmus sp. A *Dicrostonyx*hoz hasonló elterjedésű faj. Jellegzetessége, hogy elterjedésének maximuma nem a glaciális csúcsoknál, hanem azt megelőzően alakult ki: É-ről D felé vándorolva az Alpok–Kárpátok vonalát nem lépte át.

Microtus nivalis. Ez a valószínűleg Európában kialakult faj jelenleg magashegységi, lokális elterjedésű. Első biztos közép-európai megjelenése 70 kyrtól rekonstruálható. Tar-



8. ábra (l. 509. old.)

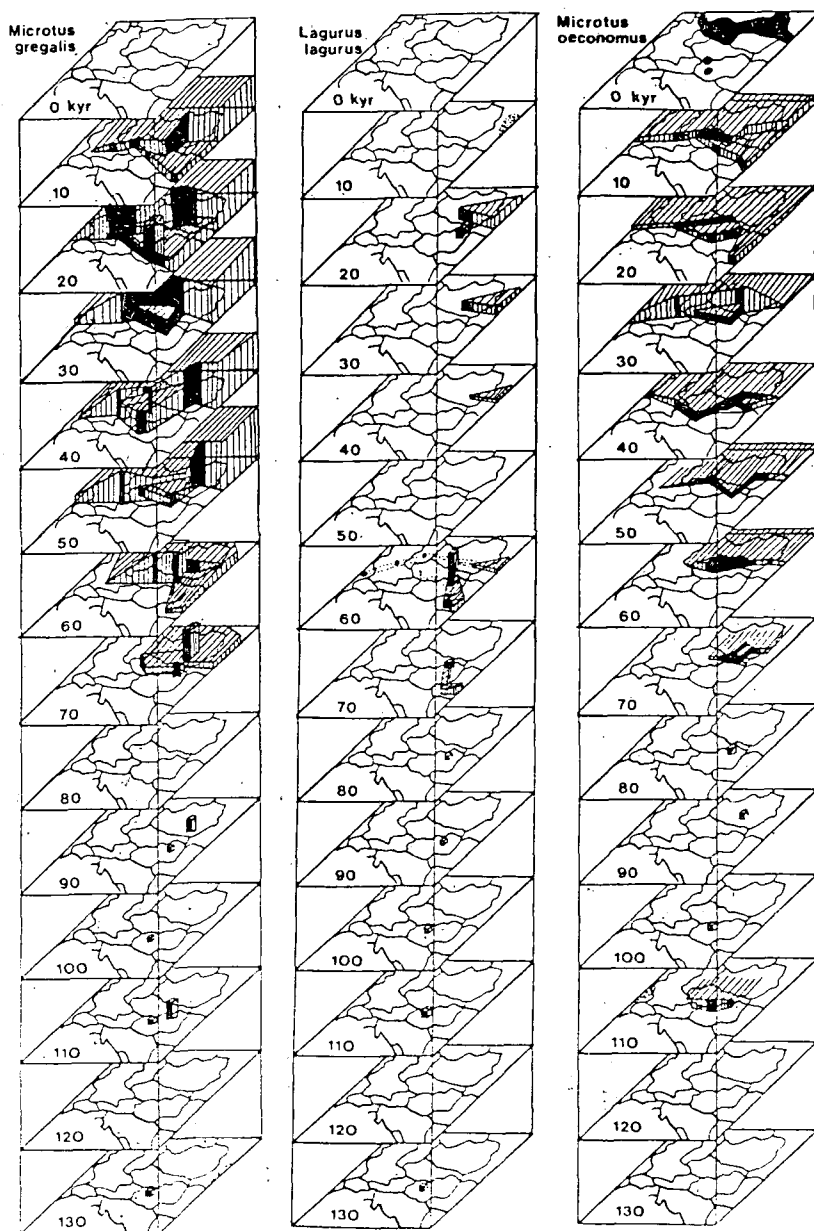
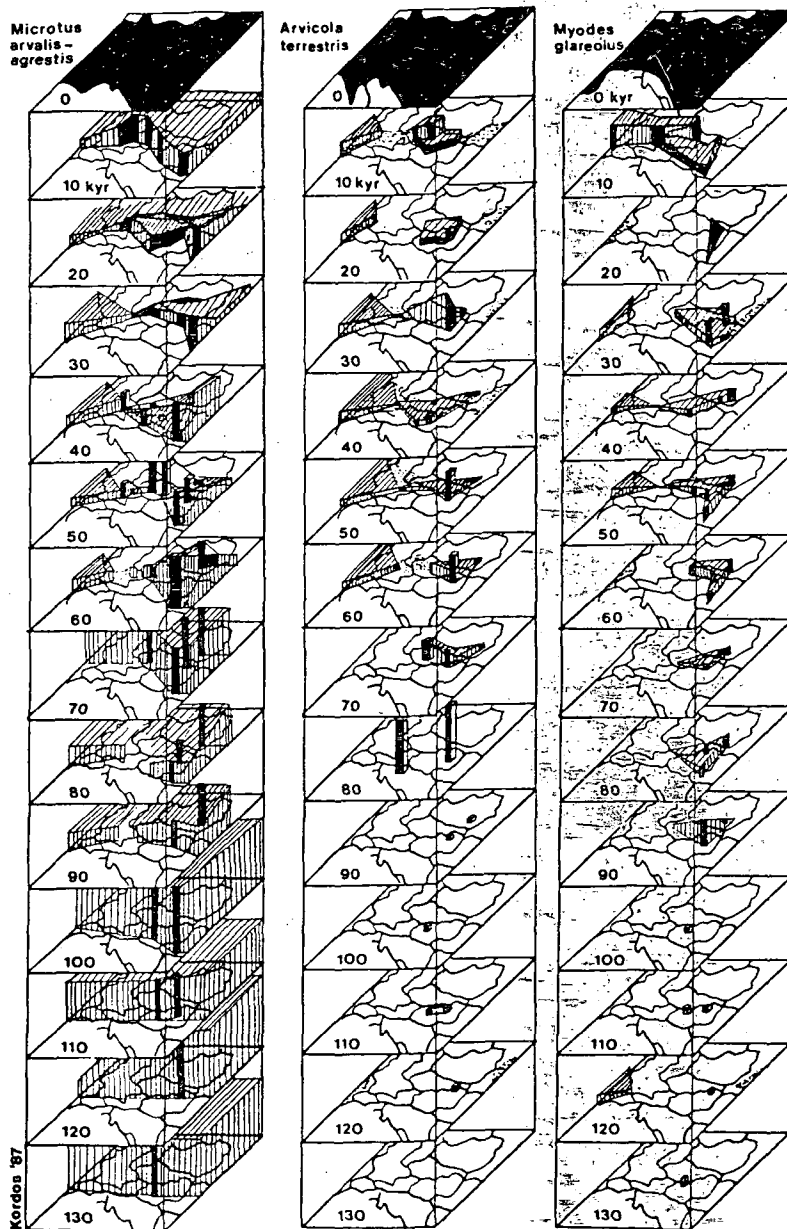
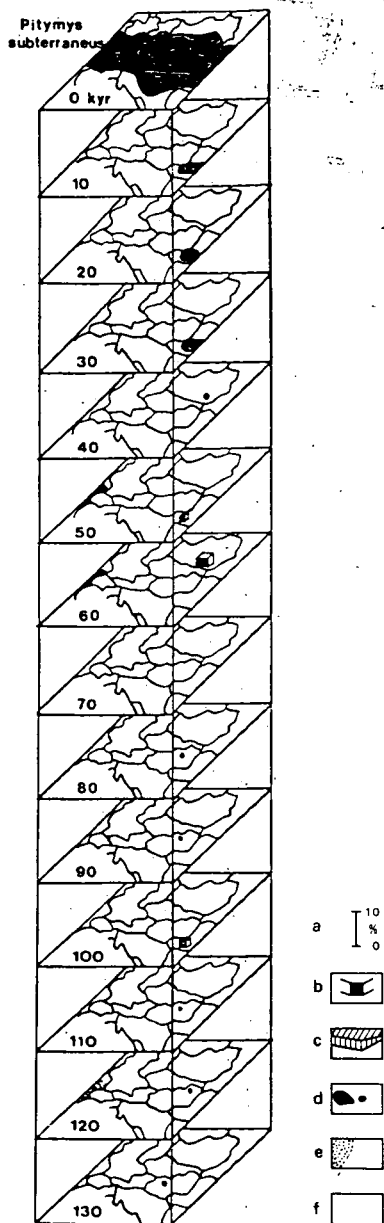


Fig. 8. (See page 509)





8. ábra. A tíz európai felső-pleisztocén pocokfaj gyakoriságának földrajzi és időbeli eloszlása

a = a taxonok gyakorisági értéke, *b* = lelőhelyről származó gyakorisági adat alapján ábrázolva, *c* = extrapolált adat, *d* = az előfordulás minőségi jelzése, *e* = valószínűsített előfordulás, *f* = nincs adat

Fig. 8. Geographical and chronological frequency distribution of the ten European Late Pleistocene vole species

a = the frequency values of taxa, *b* = represented on the basis of frequency data gained from localities, *c* = extrapolated data, *d* = quality mark of the occurrence, *e* = presumed occurrence, *f* = no data available

tós elterjedése 40 kyrtól alakult ki az Alpok Ny-i és É-i előterében, valamint szórványosan a Kárpátokban. Maximális elterjedése az utolsó glaciális idején (20 kyr) volt. Azt követően elterjedési területe csökkent, s lehetséges, hogy mai magashegységi életterüket a holocén felmelegedés során foglalták el.

Microtus gregalis. Valószínűleg az Orosz-tábla irányából terjedt el Közép-Európában, majd nyugaton is. A vizsgált területen már a középső-pleisztocéntól kimutatható a hűvös és a glaciális szakaszokban. A riss—würm interglaciális idején Közép-Európában hiányzik, s a korai würmben is csak szórványosan jelenik meg a Kárpát-medencében; valamint Lengyelország területén. Fokozódó szétterjedése 70 kyrtól a Német—Lengyel-síkságon át következett be, majd rövidesen bejutott a Kárpát-medencébe is. A későbbiekben egyre inkább a pocokfauna uralkodó faja lett. Gyors visszahúzódása a korai holocénben kezdődött el, és az atlanti szakaszban fejeződött be.

Microtus oeconomus. Európai elterjedésének kiindulási területe bizonytalan. Az Orosz-táblán a riss—würm interglaciális idején domináns, de ugyanitt a középső-würmben erősen visszasorult. Közép-Európa felső-pleisztocénjében a 110 kyrben bekövetkező első hideghullámmal jelenik meg. A kárpát-medencei első előfordulást követően áttérjed az északabbi területekre, ahol napjainkban is él. Nyugat-Európába a felső-würmben vándorolt át.

Lagurus sp. Az Orosz-tábla jellegzetes pocokfaja a korai würm teljes időtartama alatt megjelent (vagy tovább élt) a Kárpát-medencében. Rétegtani szempontból fontos, hogy 70 kyrben a Duna völgyében, majd 60 kyrben a Lengyel-felföldön át egész Ny-Európát elfoglalta. Érdekes állatföldrajzi szituáció, hogy a Cseh-medence kimaradt a *Lagurus*-invázióból.

Microtus arvalis—*agrestis* csoport. A két, morfológiailag közel álló faj elkülönítése a vizsgált területeken igen esetleges, ezért együttesen ábrázoltam elterjedésüket. A felső-pleisztocén legáltalánosabb faja, a korai würmben domináns, a középső- és a felső-würmben pedig szubdomináns Közép-Európában.

Arvicola terrestris. Valószínűleg korábbi, nedves környezetet igénylő biotópokban a riss—würm interglaciális megelőző formákból (*A. cantiana*; *A. cantiana/terrestris*) alakult ki. Kezdeti két centruma, a keleti Kárpát-medence, és a nyugati összekapcsolódása 50—40 kyrben, majd később 10 kyrben történt meg az Alpok előterében.

Myodes glareolus. Az erdei környezetet igénylő faj a felső-pleisztocénben Közép-Európa valamennyi területén állandóan kimutatható. Elterjedési területének változása az *Arvicola*-val teljesen azonos módon ment végbe. Jellegzetessége, hogy Kelet-Európába nem vándorolt át.

Pitymys subterraneus. A vizsgált taxonok közül a leginkább melegigényes faj. A riss—würm interglaciálisban és a korai würm meleg szakaszaiban a Kárpát-medencében szórványosan jelent meg. A középső-würmben gyakorlatilag csak a Kárpátok déli pereméig, ill. Dél-Franciaországban hatolt előre. Igen gyors európai elterjedése a holocén atlanti szakaszában zajlott le.

A térképsorozat és a rövid szöveges értékelés először ad regionális áttekintést a közép-európai felső-pleisztocén pocokfauna elterjedéséről és arányváltozásairól. Ezáltal megteremti az ugyanilyen léptékű biosztratigráfiai korreláció megvalósítását is.

Közép-Európa Arvicolidae sztratigráfiája

A negyedidőszaki képződmények biosztratigráfiájában a gyors evolúciójú, klímaérzékeny és nagy tömegben előforduló pocokfaunának van a legnagyobb szerepe. Erre épül fel FEJFAR és HEINRICH (1981, 1987) rendszere, amely meghatározza a kvarter Arvicolidae

faunájának fő vonalát. Ennek megfelelően a felső-pleisztocén alsó határát kb. 400 kyrre teszik, mert itt jelenik meg először az *Arvicola*. A teljes felső-pleisztocént és holocént az „*Arvicola-Microtus-Stufe*” fedi le, ami két biozónára különül el, az idősebb *Arvicola cantiana* és a fiatalabb *Arvicola terrestris* zónára. Az általam értékelt, a riss—würm interglaciálistól kezdődő felső-pleisztocén az utóbbi zónába tartozik. (A szerzők e két zóna határát a Lambrecht Kálmán-barlang faunájánál vonják meg, de azt a Süttő 6. lelőhelyig le kell szálítani, mert csak az ennél idősebb képződményekben mutatható ki az *A. cantiana*. Ugyanakkor az így revideált *Arvicola terrestris* zóna alsó határa egybeesik a MRB Quarter Albizottságának állásfoglalásával is.) Korábban CHALINE (1977) az egyes lelőhelyek rágcsálófaunáját klímazónáknak tekintette, majd (1981) létrehozta ugyanezekre a szakaszokra a pocokokra és egyéb jellemző rágcsálókra alapított biozonációját.

Az általam kidolgozott felső-pleisztocén Arvicolidae biozonáció felhasználja a korábbi hasonló kísérletek tapasztalatait, de szempontjai attól különböznek, ezért nem csatlakoztathatók közvetlenül hozzájuk. Elkészítésekor a regionális áttekintésű Arvicolidae szukcesszióból indultam ki (7–8. ábrák), s az annak megfelelően határoztam meg az egyes biosztratigráfiai egységek jellemzőit, földrajzi kiterjedésüket. A felső-pleisztocénben az Arvicolidae-faunában már nincs kihalás és új faj megjelenése, ezért erre nem lehet támaszkodni. Az egyes Arvicolidae-taxonok dominanciaértékei, ill. adott területen megjelenésük, visszahúzódásuk regionális klimatikus okokra vezethetők vissza. Utóbbiak között voltak olyan hatásúak, amelyek tartósan, nemcsak európai, hanem globális mértékben is jelentkeztek. Ezek alakították ki a domináns pocokfajok elterjedését. A zónabeosztás tehát az adott terület uralkodó számban jelen lévő Arvicolidae taxonjának nevét viseli (9. ábra).

Európa vizsgált területein a riss—würm interglaciálistól napjaink felé haladva három Arvicolidae zónát különítettem el:

1. *Microtus arvalis* zóna,
2. *Microtus gregalis* zóna,
3. *Myodes glareolus* zóna.

A három zóna időbeli kiterjedése Közép-Európában és az Orosz-táblán szinkronban van, az Alpoktól Ny-ra a *Microtus arvalis* zóna a felső-würmig terjed, s a Kárpát-medencétől D-re a *Microtus gregalis* zóna nem alakult ki (9. ábra).

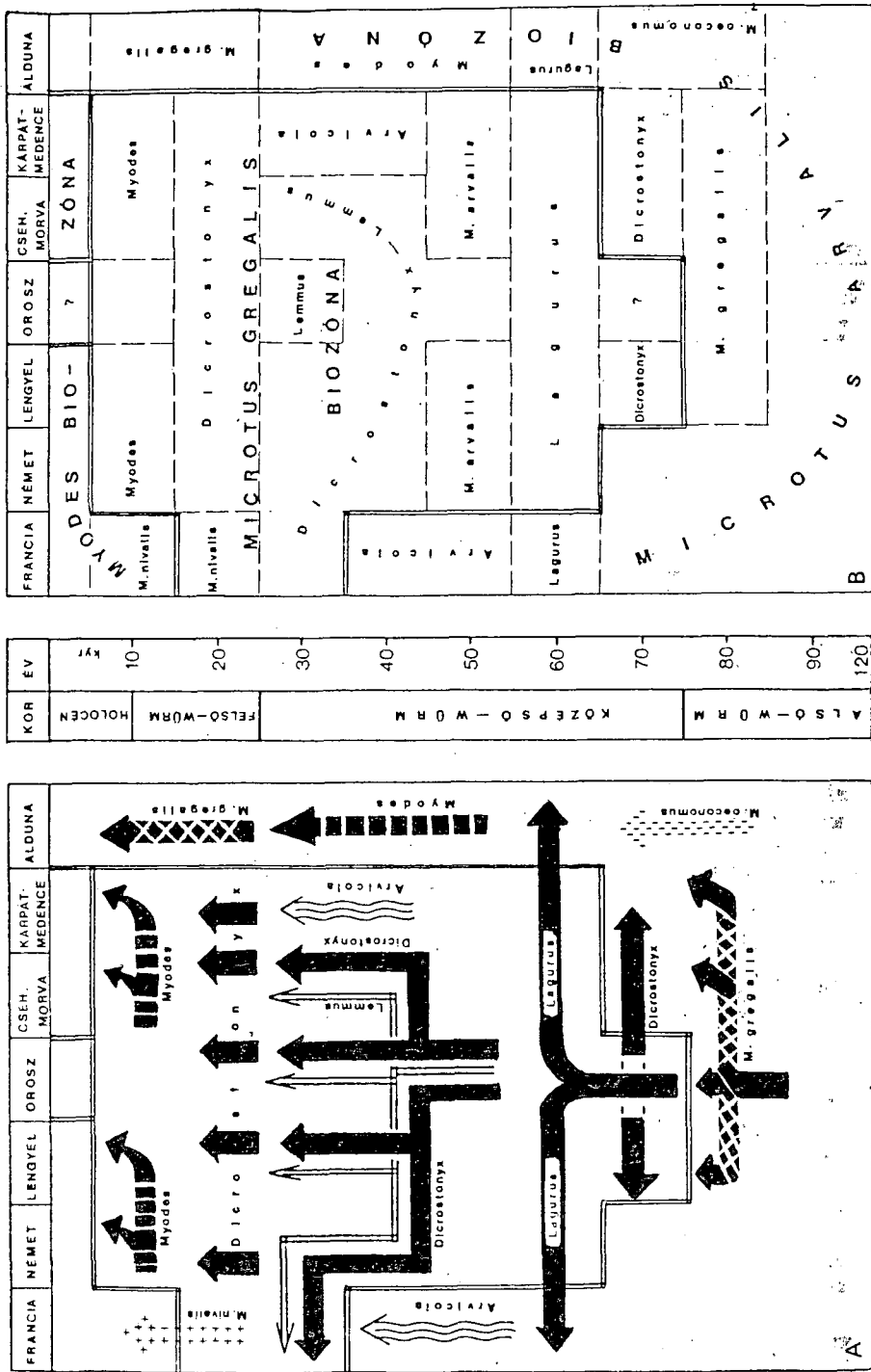
Az alzónák meghatározása a vizsgált területen tapasztalt és kimutatott Arvicolidae taxonok jellemző megjelenésükön alapul. Ennek megfelelően (9. ábra) a *Dicrostonyx* első megjelenése az Orosz-táblán és Lengyelország területén már a *M. gregalis*, míg a Cseh- és a Kárpát-medencében még a *M. arvalis* dominanciája (zónája) idején történt (*Microtus gregalis*—*Dicrostonyx* alzóna, *Microtus arvalis*—*Dicrostonyx* alzóna).

A *Lagurus* domináns európai szétterjedése összekapcsolja a nyugati *M. arvalis*, a középső *M. gregalis* és a délkeleti *M. arvalis* zónát.

A *Lemmus* megjelenése a *Dicrostonyx* mellett tartós korrelációs lehetőséget biztosít az Orosz-tábla, a Német—Lengyel-síkság és rövidék között, valamint a Cseh-medencén át az Alpoktól Ny-ra is. Ugyanakkor a Kárpát-medencében és attól D-re a *Lemmus* nem jelenik meg, helyette a nedvesséigényes fajok, mint az *Arvicola* és az erdőkedvelő *Myodes* terjed el.

A würm végi glaciálist a *Dicrostonyx* teljes K- és közép-európai elszaporodási csúcsa (Lemming nélkül) jellemzi. Ugyanakkor Ny-on a szintén hidegtűrő *M. nivalis*, míg DK-en leginkább hűvöst jelző *M. gregalis* veszi át a *Dicrostonyx* helyét.

A pleisztocén—holocén határán megjelenik Ny-on és Közép-Európában az erdei *Myodes*, ami később az ó-holocénben domináns fajjá (*Myodes glareolus* zóna) lép elő. Ugyanakkor DK-en ez nem következik be, mert a felmelegedéssel egyidejűleg a csapadék-mennyiség nem növekszik, így megmarad a *M. arvalis* zóna.



9. ábra. Európa középső részének jellemző felső-pleisztocén, az Arvicolidae-faunában bekövetkezett eseményei (A) és az Arvicolidae szukcesszióra alapított biozonáció (B)

Fig. 9. Characteristic events in the Arvicolidae fauna of the central part of Europe during the Late Pleistocene (A) and the biozonation based upon Arvicolidae succession (B)

A 9. ábrán bemutatott Arvicolidae biosztratigráfiai rendszer az egyes zónák és alzónák időbeli és térbeli kiterjedését, korrelációs lehetőségeit szemlélteti. Megteremti az alapját a teljes gerincesfauna vizsgálatával kialakítandó, ennél lényegesen finomabb terasztrikus gerinces-biosztratigráfia létrehozásának.

IRODALOM – REFERENCES

- ALEXANDROWICZ S. W.—NADACHOWSKI A.—RYDLEWSKI J.—VALDE-NOVAK A.—WOŁOSZYN B. W. 1985: Subfossil fauna from a cave in the Sobczánski Gully (Pieniny Mts, Poland). — *Folia Quaternaria*. 56.: 57–78.
- BERTALAN K.—KRETZOI M. 1962: A tekeresvölgyi barlangok Veszprém mellett és az örvös lemming legdélibb előfordulása. — *Karszt- és Barlangkutató*, 2.: 83–93.
- BOECKER M.—LEHMANN E. VON—REMY H. 1972: Über eine Wirbeltierfauna aus den jüngsten würmzeitlichen Ablagerungen am Michelberg bei Ochtendung (Neuwieder Becken) — *Decheniana*. 124.: 119–134.
- BOSÁK P. et al. 1984: Krasové jery vrchu Turoid u Mikulova. — *Studie CSAV*. 5. (84): 1–105.
- BRUNNACKER K.—V. KOENIGSWALD W.—RÄHLE W.—SCHWEINGRUBER F. H.—TAUTE W.—WILLE W. 1977: Der Übergang vom Pleistozän zum Holozän in der Burghöhle von Deitfurt bei Sigmaringen. — *Kölner Jh. f. Vor- und Frühgeschichte*. 15.: 86–160.
- BRUNNER G. 1959: Das Reichentalloch bei Hirschbach (Opf). — *Eiszeitalter und Gegenwart*. 10.: 56–64.
- CHALINE J. 1976: Les rongeurs eurasiatique et africaine dans le Paléolithique moyen et supérieur circum-méditerranéen. — *UISPP IX. Congr. Coll. II.*: 81–97.
- 1977: Les rongeurs et l'évolution des paysages et des climats au Pléistocène supérieur en France. — In *Approche écologique du l'Homme fossile. sup. AFEQ*.
- 1981: Tentative West-European Rodents Biozonation of the Last Glaciation. — *Quatern. Studies in Poland*. 3.: 5–13.
- CHALINE J.—JERZ D. 1984: On the Results of the Sub-Commission on European Quaternary Stratigraphy: Stratotypes of the Würm Glaciation (Report SEQS 6). — *Eiszeitalter und Gegenwart*. 34.: 186–187.
- CORDY J. M. 1980: *Lagurus lagurus* (Pallas, 1773) (Rodentia, Mammalia) dans le Quaternaire de Belgique. — *Ann. Soc. Géol. Belgique*. 103.: 153–156.
- 1983: La Grotte Lechat, nouvelle approche archéozoologique. — *Notae Praehistoricae*. 3.: 94–97.
- DREESBACH R. 1988: Zur Lithostratigraphie des Würmglaziale im Gebiet des Isar-Loisach-Gletschers (Oberbayern). — *Z. dt. geol. Ges.* 137.: 553–572.
- FEJFAR O.—HEINRICH W. D. 1981: Zur biostratigraphischen Untergliederung des kontinentalen Quartärs in Europa anhand von Arvicoliden (Rodentia, Mammalia). — *Ecl. Geol. Helv.* 74. (3): 997–1006.
- 1987: Zur biostratigraphischen Gliederung des jüngeren Känozoikums in Europa anhand von Muriden und Cricetiden (Rodentia, Mammalia). — *Casopis pro Min. a Geol.* 32. (1): 1–16.
- FÜKÖH L.—KORDOS L. 1979: Jelentés az Uppony—Horváti-lik 1978. évi őslénytani ásatásáról. — *Az Egri Dobó István Vármúzeum Évk.* 21–43.
- GÁBORI M.—CSÁNK V. 1968: La station du paléolithique moyen d'Érd, Hongrie. — *Monum. Histor.* 3.: 1–227.
- HAHN J.—V. KOENIGSWALD W. 1977: Die Steinzeitlichen Funde die spätglaziale nagetierschicht aus der Kleinen Scheuer am Hohlenstein im Lonetal. — *Fundberichte aus Baden-Württemberg*. 3.: 51–75.
- HELLEBRANDT M.—KORDOS L.—TÓTH L. 1976: A Diósgyőr—Tapolca-barlang ásatásának eredményei. — *Herman Ottó Múz. Évk.* 15.: 7–36.
- HORÁČEK I.—LOZEK V. 1982: Vyvoj prirodních pomeru návrosti Basta u Hlubočep v Poledové Dobře. — *Ceskoslovenský Kras* 32.: 21–39.

- 1988: Palaeozoology and the Mid-European Quaternary past: scope of the approach and selected results. — *Rospr. Cesh. Akad. VED.* 98. (4): 1–102.
- HORÁČEK I.—SANCHEZ A.—M. 1984: Comments on the Weichselian small mammal assemblages in Czechoslovakia and their stratigraphical interpretation. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 9.: 560–576.
- JACOBSSHAGEN E. T.—HUCKRIEDE R.—JACOBSSHAGEN V. 1963: Eine Faunenfolge aus dem jungpleistozänen löß bei Bad Wildungen. — *Abh. hess. L. Amt. Bodenforsch.* 44.: 5–92.
- JÁNOSSY D. 1963: Letzinterglaziale Vertebraten-Fauna aus der Kálmán Lambrecht-Höhle (Bükk-Gebirge, Nordost Ungarn) I. — *Acta Zoologica.* 9. (3–4): 293–331.
- 1971: Der erste Nachweis einer Kalt-Moustérien Vertebraten-fauna in Ungarn (Tokod—Nagyberek, Kom. Komárom). — *Vertebr. Hung.* 12.: 103–110.
- 1976: Die Felsniche Tarkő. — *Beschreibung der Fundstelle und der Vertebraten fauna.* — *Karszt- és Barlangkutatás.* 8.: 3–106.
- 1979: A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. — *Akadémiai Kiadó, Budapest.*
- JÁNOSSY D.—KORDOS L. 1976: Pleistocene—Holocene molluscs and vertebrate fauna of two caves in Hungary. — *Ann. Hist.-nat. Mus. Nat. Hung.* 68.: 5–28.
- JÁNOSSY D.—KORDOS L.—KROLOPP E. 1983: A függő-kői-barlang (Mátraszőlős) felső-pleisztocén és holocén faunája. — *Fol. Hist.-nat. Mus. Matr.* 8.: 47–61.
- JÁNOSSY D.—KORDOS L.—KROLOPP E.—TOPÁL GY. 1972: The Porlyuk Cave of Jósvald. — *Karszt- és Barlangkutatás.* 5–7.: 15–59.
- JÁNOSSY D.—KRETZOI M.—VARRÓK S.—HERRMANN M.—VÉRTES L. 1957: Forschungen in der Bivakhöhle, Ungarn. — *Eiszeitalter und Gegenwart.* 8.: 18–36.
- JÁNOSSY D.—KROLOPP E.—BRUNNACKER K. 1968: Die Felsniche Uppony I. (Nordungarn). — *Eiszeitalter und Gegenwart.* 19.: 31–47.
- KOENIGSWALD W. v. 1973: *Lagurus lagurus* in jungpleistozänen Travertin des Biedermannchen Steinbruchs (Stuttgart—Untertürkheim). — *N. Jb. Paläont. Mh.* 11.: 667–673.
- 1978: Die Säugetierfauna des Mittel-Würm aus der Kematenhöhle im Altmühltal. — *Mitt. Bayer. Staassaml. Paläont. hist. Geol.* 18.: 117–130.
- 1981: Die Säugetierfauna aus dem Burghöhle Deitfurt. In BRUNNACKER et al.: *Der Übergang vom Pleistozän zum Holozän in der Burghöhle von Deitfurt bei Sigmaringen.* — *Kölner Jb. Vor- u. Frühgesch.* 15.: 123–141.
- 1983: Die kleineren Säugetiere und ihre biostratigraphischen Einstufung. In STAMPFLI H. K. (ed.): *Risliberghöhle. Archäologie und ökologie einer Fundstelle aus dem Spätmagdalenien bei Oensingen im Solothurner Jura.* — *Academica Helvetica.* 4. (1): 69–81.
- 1985: Die Kleinsäuger aus der Allactaga-Fauna von der Villa Seckendorff in Stuttgart—Bad Cannstatt aus dem frühen letzten Glazial. — *Stuttgarter Beitr. Naturk.* 110.: 1–40.
- KOENIGSWALD W. v.—MÜLLER-BECK H. 1975: Das Pleistozän der Weinberghöhlen bei Mauern (Bayern). — *Quartär.* 26.: 107–118.
- KOENIGSWALD W. v.—MÜLLER-BECK H.—PRESSMAR E. 1974: Die Archäologie und Paläontologie in den Weinberghöhlen bei Mauern (Bayern). Grabungen 1937–1967. — *Archaeologica Venetoria.* 3.: 67–76.
- KOENIGSWALD W. v.—SCHMIDT-KITTLER N. 1972: Eine Wirbeltierfauna des Riß/Würm-Interglazials von Erkenbrechtsweiler (Schwäbische Alb, Baden-Württemberg). — *Mitt. Bayer. Staatssaml. Paläont. hist. Geol.* 12.: 143–147.
- KORDOS L. 1977: *Microtus (Stenocranius) gregalis* és felső-pleisztocén gerinces fauna Gencsapátiból. — *Fragm. Min. et Pal.* 8.: 73–87.
- 1978: Historico-zoogeographical and ecological investigations of the subfossil vertebrate fauna of Aggtelek Karst. — *Vertebr. Hung.* 18.: 85–100.
- 1978: A sketch of the vertebrate biostratigraphy of Hungarian Holocene. — *Földr. Közlem.* 25. (1–3): 144–160.
- 1979: The Revision of the Upper Pleistocene Vertebrate Fauna of Seybold Stone Quarry at Kőszeg. — *Fragm. Min. et Pal.* 9.: 11–20.
- 1985: Vertebrate Biostratigraphy and Correlation of the Hungarian Holocene Formations. — *Acta Geol. Hung.* 28. (3–4): 215–223.

- KORDOS L.—KROLOPP E. 1980: Felső-pleisztocén forrásmészköüledék Mollusca- és gerinces faunája az egri Dobó-bástya területéről. — *Fol. Hist.-nat. Mus. Matr.* 6.: 5–12.
- KORMOS T. 1915: A pilisszántói kőfülke. — *Földt. Int. Évk.* 23.: 307–498.
- 1925: A süttöi forrásmész-komplexum faunája. — *Áll. Közlem.* 22. (3–4): 159–175.
- KOWALSKI K. 1967: *Lagurus lagurus* (Pallas, 1773) and *Cricetus cricetus* (Linnaeus, 1758) (Rodentia, Mammalia) in the Pleistocene of England. — *Acta Zool. Cracow.* 12. (6): 111–122.
- KRETZOI M. 1953: A negyedkor tagolása gerinces faunák alapján. — *A MTA Műsz. Tud. oszt. Alföldi Kongresszusa*: 89–99.
- 1956: Wirbeltierfaunistische Angaben zur Quartärchronologie der Jankovich Höhle. — *Folia Archaeol.* 9.: 16–21.
- LABEYRIE J. 1984: La cadre paléoclimatique depuis 140 000 ans. — *L'Anthropologie.* 88.: 19–48.
- LOZEK V. 1982: Faunengeschichte Grundlinien zur spät- und nacheiszeitlichen Entwicklung der Molluskenbestände in Mitteleuropa. — *Rozprawy CSAV. v. MPV.* 92. (4): 1–106.
- 1985: The site Souteska and its significance for Holocene climatic development. — *Ceskoslovensky kras.* 36.: 7–22.
- 1987: Biostratigrafický výzkum Jaskyně ve Skalce nad Cikovou. — *Ceskoslovensky kras.* 38.: 55–69.
- LOZEK V.—HORÁČEK I. 1984: Nález fauny ve vchodu Nemcovy jaskyně 1 v Moravském krasu. — *Ceskoslovensky kras.* 35.: 95–96.
- LOZEK V.—HORÁČEK I.—GAÁL L. 1987: Stratigrafický výzkum Jaskine Mara Medvedia pri Divine. — *Prehľad odborných výsledkov.* 22. 1986: 17–26.
- LOZEK V.—TYRÁČEK J.—FEJFAR O. 1959: Die quartären Sedimente der Felsnische aus der Velká Kobylanka bei Hranice (Weisskirchen). — *Anthropozoikum.* 8.: 177–203.
- MALEZ M. 1963: Kvarterna fauna pecine Veternica u Medvednici. — *Paleontologia Jugoslavica.* 5.: 1–193.
- MARKOVA A. K. 1982: Pleistocene rodents of the Russian Plain (their palaeogeographic and stratigraphic implications). — *Publ. Housa „Nauka”, Moscow (in russian)*: 1–184.
- 1984: Late Pleistocene Mammal Fauna of the Russian Plain in VELICHKO, A. A. (ed.): *Late Quaternary Environments of the Soviet Union.* — University of Minnesota Press, Minneapolis.: 209–218.
- 1985: Teriofauna Brjanskovo interstadiala. — *Izv. Akad. Nauk. SzSzSzR. Szerija Geol.* (5): 91–96.
- NADACHOWSKI A. 1982: Late Quaternary Rodents of Poland with special Reference to Morphotype Analysis of Voles. — *Panstowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa—Kraków*: 1–109.
- RADULESCU C.—SAMSON P. 1975: Presence de Micromammiferos dans de Riss du Bassin de Baraolt (Dep. du Brasov). — *Trav. Speol. „E. Racovita”.* 14.: 119–123.
- SOFFER O. 1985: The Upper Paleolithic of the Central Russian Plain. — *Academic Press*: 1–539.
- STORCH G. 1987: Das spätglaziale und frühholozäne Kleinsäuger Profil vom Felsdach Felställe in Mühlen bei Ehingen, Alb-Donau-Kreis. In C. J. KIND: *Das Felställe. Baden-Württemberg* (23). Stuttgart.
- TERZEA E. 1971: Les Micromammiferos quaternaires de deux grottes des Carpathes Roumaines. — *Trav. Speol. „E. Racovita”.* 10.: 279–300.
- 1977: Le fauna quaternaire de la grotte de Livadita (dép. de Caras-Severin). — *Trav. Speol. „E. Racovita”.* 16.: 163–181.
- VÉRTES L. 1964: Tata, eine mittelpaleolitische Travertin Siedlung in Ungarn. — *Archeol. Hungar.* 43.: 1–253.
- 1965: Az őskőkor és az átmeneti kőkor emlékei Magyarországon. — *A Magyar Régészet Kézikönyve I.* Akadémiai Kiadó, Budapest.
- VÖRÖS I. 1984: Hunted Mammals from the Aurignacian Cave Bear Hunters's Site in the Istállóskő Cave. — *Folia Archaeol.* 35.: 7–31.

EVOLUTION AND BIOSTRATIGRAPHIC RANGING OF THE LATE PLEISTOCENE VOLE FAUNA IN CENTRAL EUROPE

by
L. KORDOS

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC:569.323.4:551.782.2(4-191)

Key-words: Mammalia, Arvicolidae, Upper Pleistocene, biostratigraphy, biochronology, Central Europe

The reconstruction of the evolution of vole species (Arvicolidae) is of key importance when one tries to establish a vertebrate biostratigraphy for the Upper Pleistocene formations in Hungary. Detailed and minute studies which in Central Europe look back already upon more than one hundred years' history have already given the possibility to interpret the distribution and evolution of Arvicolidae taxa not only within the frames of the Carpathian Basin but also in a wider zoogeographical extent.

Reconstruction of the Arvicolidae faunal succession

The aim of this study was to interpret the quantitative evolution of the vole species in the Upper Pleistocene (from the Riss—Würm interglacial up to the Pleistocene—Holocene boundary) of the Carpathian Basin against a geographical background. Therefore all those data were used to prepare this study which can provide a wellfounded geochronology, which are suitable for making statistical evaluation and are able to give quantitative information on the vole fauna. The most relevant data of this kind are available from Upper Hungary, moreover from the Bohemian and Moravian Karst region, the southern region of Poland, the German Block and in a smaller degree from the Lower Danube region, Slovenia, Belgium, France and the Russian Plains (the list of localities and references are found in Figs. 1—5). For this study I selected again and re-interpreted the sample of the revised Hungarian locality, too (Fig. 6). I evaluated them in a chronological position corresponding to their stratigraphic range.

For every site included in this study I have accepted without revision the taxonomic determinations given by the authors. Therefore this study deals with the following ten vole species altogether: *Dicrostonyx* sp., *Lemmus* sp., *Microtus nivalis*, *Microtus gregalis*, *Lagurus* sp., *Microtus oeconomus*, *Microtus arvalis-agrestis* group, *Arvicola* sp., *Myodes* (= *Clethrionomys*) *glareolus* and *Pitymys subterraneus*.

Since the authors usually did not denote frequency values in their papers I had to calculate them from the quantitative data available.

Another crucial point of the study is the use of a proper chronological system. While I accepted the chronological position given by the authors, for the sake of further studies I had to fix these positions at the most probable date expressed in thousand years (Figs. 1—6).

The exact site of every locality is known, however, they usually fall in a very reduced area (e.g. the Cracow Jura, Bükk Mts), while for interpretation wider geographical units had to be taken into account. Therefore some comprehension of large regional units (France, Southern Germany, Southern Poland, Bohemian and Moravian Karst, Southwestern Rumania, the Russian Plains) became necessary when the representation of the fauna succession was prepared. In the knowledge of three basic data (i.e. the frequency of vole species, the age expressed in thousand years and the geographic position of the locality) I have prepared two series of figures (maps): (1) vole faunal succession by geographic units (Fig. 7) and (2) the frequency distribution of different taxa (Fig. 8).

Before presenting an analysis of the results yielded by these two kind of representation — have to call attention to certain sources of errors which may affect estimation and interpretation.

The character and degree of these sources of errors are presented as follows:

— Taxonomic errors. The identification of taxa may be unlike according to different authors. Greatest variations are in the determination of *Microtus nivalis*, *M. oeconomus* and *M. gregalis*. As for the other taxa, the determinations can be regarded to be on the same level.

— Errors in calculating the number of individuals. In most cases the authors publish a maximum individual number calculated on the basis of the M_1 's. Subjectivity may appear in these calculations yet but during the one and the same elaboration a uniform way of calculation is expectable.

— Errors in chronology. With a large number of data at hand the relative chronological classification can never have been disputed essentially, whereas the correlation of the different layers may be questionable since in different geographical regions different geo-chronological systems are used. Where C_{14} or other radiometric dates are available, always used them, knowing and admitting the sources of errors in using these methods. The most conspicuous chronological uncertainties are related with the Early Würm. Errors in chronology might have been increased by trying to fix the dates of the layers and putting them close to the chronological horizons of round 10 000 years each. Nevertheless it is probable that the degree of accuracy in dating the beds chronologically well defined before does not exceed ± 3000 years.

— Errors due to an uneven distribution of data. We have many reliable data at disposal for the Upper Würm, meanwhile in regard to the Middle, and first of all the Lower Würm, data are definitely scanty. This is most conspicuous in a graphic representation by maps showing distribution patterns of time horizons.

— Errors by extrapolation. On distribution maps sometimes considerable geographic distances must be bridged over by extrapolation. In these cases we always would reckon with errors attributable to generalization though I always tried to indicate the environmental factors known.

— Other sources of errors. In the distribution maps series I did not indicate either relief conditions or the given position of the ice sheets. Besides, neither the Alpine region, nor the areas situated southward from the Carpathian Basin have been involved into distribution analyses because of the scarcity of data pertaining to. Therefore it is evident that the southern border of the area of distribution of certain taxa (e. g. of *Microtus nivalis*, *Myodes*, etc.) does not coincide with that represented in the map series.

The local Arvicolidae succession

The evolution of the vole fauna of Central Europe and of adjacent areas is first approached with the aid of local-frequency time diagrams prepared as having been grouped according to geographical regions. These series put on Figs. (Fig. 7) a climatic curve obtained by oxygen isotope method (LABEYRIE 1984) and the nomenclature suggested for the chronostratigraphic division of the Alpine Upper Pleistocene (CHALINE and JERZ 1984, DREESBACH 1986). Obviously, as also CHALINE (1981) had declared for the Late Pleistocene, in the evolution of the micromammals of Europe five large zoogeographical zones played important role namely the Mediterranean, the Boreal, the Atlantic, the Continental and the Alpine zones. The Upper Pleistocene vole fauna of Central Europe I take to the warm peak of the Riss—Würm interglacial. At the same time it does not mean that I put also the origin of modern Arvicolidae fauna to that period.

The Eemian (125—115 kyr) basic fauna in the Russian Plains is described by the dominance of *Microtus oeconomus*—*Lagurus* and even by the absolute dominance of *Microtus arvalis* in the Carpathian Basin and in France. The general outlines of the faunal evolution of the Early Würm (115—75 kyr) are known at present only from Hungary where besides the dominance of *Microtus arvalis* the individual numbers of *Microtus gregalis* (as a “cold” species) and of *Myodes* (as a species demanding a warmer climate and forest environment) were changing according to the climatic oscillations, meanwhile the presence of fewer *Lagurus lagurus* remained constant. The boundary between the Early and Middle Würm (75—70 kyr) already can well be determined in the vole diagrams of every investigated region. The climatic zone No 4 which had a maximum at 70 kyr caused considerable environmental changes all over Europe. After the cool oscillation phase of the Early Würm had passed the first true glacial period began which was followed by the Middle Würm, a period characterized basically by cold oscillations. The boundary event is marked by the appearance cold climate species. The quick decrease of the frequency of *Microtus arvalis*—*agrestis* group was a general tendency, resulted by the rapid swarming of *M. nivalis* and *M. oeconomus* in Southwestern Rumania, and that of *M. gregalis* and of *Arvicola* in the Carpathian Basin, of *Microtus gregalis* and *Dicrostonyx* in the Russian Plains and in Poland, and also by that of the *Arvicola* and *Microtus nivalis* in France. It is highly characteristic and most probably attributable to the development of the climatic steppe that at cca 60 kyr the dominance of *Lagurus* had extraordinarily increased invading later far over to the West. *Lagurus* has a phase of 50 per cent frequency in the Russian Plains, a 10% in the Lower Danube region and 25—30% in the Carpathian Basin. At the same time it appeared also in Poland and later it extended to the present-day German areas well as to France, Belgium and England.

The vole fauna of the Middle Würm was basically influenced by the effects of a cold wave culminating at about 50 kyr. The considerable expansion of *Dicrostonyx* and *Lemmus* took place at the time. Besides these species, in the Russian Plains the *Lagurus* and the *Microtus gregalis*, in the Carpathian Basin the *Microtus gregalis* and *Microtus arvalis*, in the Czech, Polish and German territories the *Microtus gregalis* are the characteristic species. The two “glacial” species did not reach Southwest Rumania and France, there, besides the dominance of *Microtus arvalis* it is the *M. nivalis* which marks the cold peak.

During the interstadial of cca 30 kyr *Dicrostonyx* was spectacularly forced back or disappeared while outside the arch of the Carpathians *Lemmus* had a marked invasion. *Lemmus*, however, did not reach the areas farther to the south from this region, while in France it extended to the SW. In that period *Lagurus* lived not every where but only in the Russian Plains.

The most characteristic and best-known change in Late Pleistocene time, represented also in the frequency relations of vole species, was the glacial maximum of the Late Würm which culminated at 21–18 kyr. Together with the dominance of *Microtus gregalis*, *Dicrostonyx* appeared at that time all over Europe, except its southern part, with a maximum frequency. As a result of the relatively quick rise in temperature which followed the last glacial peak between 18 and 6 kyr B.P. all over Europe the glacial fauna had changed into an interglacial one.

The result was the development of the uniform vole fauna characterized, first of all, by the dominance of *Microtus arvalis*. Additional elements of the fauna were *M. gregalis* and *Lagurus* in the Russian Shield and *Pitymys*, *Myodes* and *Arvicola* to the west of this region, up to as far as France, across Central Europe. In the seven geographical regions studied the distribution of vole species is variate. In spite of this, global climatic changes resulted in the compositional modification of the same tendency of the vole fauna, as paced at identical time intervals. All these make possible to establish in the future a more exact and solid stratigraphical correlation.

The distribution maps of vole species

The series of maps (Fig. 8) well demonstrates the extension and frequency distribution of the ten Central European vole species from the Riss–Würm interglacial till the Holocene. I can add the following remarks to the zoogeographical characteristics of these species:

Dicrostonyx sp. This extreme Boreal species had receded from Central Europe during the Riss–Würm interglacial. Most probably it returned from the direction of Scandinavia parallel with the cooling down between 95–90 kyr. Its prolonged Late Pleistocene presence lasted from 70 kyr till the Early Holocene. In the meantime it had two marked invasions, at about 40 and 20 kyr. Earlier it had invaded only to as far as the Alps and the Carpathians while in the second wave it got on into the Carpathian Basin and the southern part of Western Europe.

Lemmus sp. Its distribution is similar to that of the *Dicrostonyx*. A peculiar feature is that its maximum extension did not coincide with the glacial peaks but falls into the periods before the peaks. Wandering from the North it never crossed the line of the Alps and the Carpathians.

Microtus nivalis. This species had developed most probably within Europe. Today it has a local distribution only; a relic in high mountains. Its first unquestionable Central European appearance could be reconstructed since 70 kyr. Its permanent presence is known since 40 kyr in the western and northern foregrounds of the Alps and sporadically in the Carpathians. It reached its maximum extension in the last glacial (20 kyr). After its distribution area had become considerably smaller, *Microtus nivalis* must have occupied its present high mountain living space during the warming up in Holocene time.

Microtus gregalis. It expanded toward Central Europe and further to the West probably from the direction of the Russian Plains. In the investigated region it is known from the cool and glacial phases already since the Middle Pleistocene. In the Riss–Würm interglacial it is absent from Central Europe and even in the Early Würm it appears only sporodically in the Carpathian Basin and in Poland. Its increasing expansion took place from 70 kyr over the German–Polish Lowland and after it quickly reached the Carpathian Basin. Later it became gradually the dominant species of the vole fauna. Its quick withdrawal begun in the Early Holocene and was finished during the Atlantic phase.

Microtus oeconomus. Its European provenance is still uncertain. In the Russian Plains it is dominant during the Riss—Würm interglacial but in the same area it was repressed in the Middle Würm. In the Late Pleistocene of Central Europe it appears with the first cold wave at 110 kyr. After its first occurrence in the Carpathian Basin it extends the regions in the north where it lives even today. It immigrated into Western Europe during the Late Würm.

Lagurus sp. This characteristic vole species of the Russian Plains had appeared (or survived) in the Carpathian Basin during the whole Middle Würm. From a stratigraphical point of view it is important that it first occupied the whole Western Europe at about 70 kyr along the Danube valley and about 60 kyr across the Polish upland. An interesting zoogeographical situation had been developed since *Lagurus* invasion had passed by the Bohemian Basin.

Microtus arvalis—*agrestis* group. The separation of these two species morphologically so close to each other is highly accidental in the investigated areas therefore I decided to represent only their joint distribution. This most widespread of the Upper Pleistocene had been dominant in the Early Würm and subdominant in the Middle and Late Würm of Central Europe.

Arvicola terrestris. It had developed most probably within some former biotopes with humid environment, from those species which had preceeded the Riss—Würm interglacial (*A. cantiana*; *A. cantiana*—*terrestris*). At the beginning it had two diffusion centres; the Carpathian Basin in the East and a Western one. The two areas had joined for the first time at 50—40 kyr and later again in 10 kyr in the foreground of the Alps.

Myodes glareolus. This species living in a forest environment is constantly present in every region of Central Europe in the Upper Pleistocene. Changes in its distribution areas proceeded entirely in the same manner like in the case of the *Arvicola*. It is noteworthy that it did not immigrated into Eastern Europe.

Pitymys subterraneus. Among the taxa involved into the scope of this study this is the most thermophilous one. In the Riss—Würm interglacial and in the warm phases of the Early Würm it appeared sporadically in the Carpathian Basin, in the Middle Würm it invaded practically only to the Southern margin of the Carpathians and into Southern France. Its very quick spread in Europe took place during the Atlantic phase of the Holocene.

The series of maps and the short evaluation added to them represent a first summarizing overlook on the areal distribution of the Central European Late Pleistocene vole fauna and on the proportional changes in this distribution. Thereby it makes possible also the realization of a biostratigraphical correlation on the same scale.

The *Arvicola* stratigraphy of Central Europe

In the biostratigraphy of the Quaternary formations it is the vole fauna that plays the greatest role by its quick evolution climatic sensibility and mass occurrence. FEJFAR's and HEINRICH's system (1981, 1987) is based on this fact determining the main trends of Quaternary Arvicolidae fauna. Therefore they put the lower boundary of the Upper Pleistocene to ca 400 kyr, because *Arvicola* appeared then for the first time. In this system the whole Upper Pleistocene and Holocene are covered by the "*Arvicola*-*Microtus* Stufe" divided into two biozones, namely the older *Arvicola cantiana* and the younger *Arvicola terrestris* zones. The Upper Pleistocene investigated by me with its beginning relatable to the Riss—Würm interglacial belongs to the later zone. (The abovementioned authors draw the boundary between the two zones by the fauna of the "Lambrecht Kálmán cave" but it should be downed to the Süttő locality No 6 because *A. cantiana* is present only in the for-

mations older than this site. At the same time the drawing of the lower boundary of the *Arvicola terrestris* zone revised in this manner coincides also with the standpoint of the Quaternary Subcommission of the Hungarian Stratigraphic Commission).

CHALINE (1977) regarded the rodent faunas of the different localities as indicating climatic zones as well and later (1981) he established for these same phases his biozonation system based on voles and other characteristic rodents.

While quite naturally, the Upper Pleistocene Arvicolidae biozonation system established by me takes the advantage of the experiences gained from the earlier attempts of this kind, its viewpoints are different, therefore it is impossible to bring them together directly. Preparing my system I started from the Arvicolidae succession (Figs. 7–8) and have determined the characteristics and geographical extension of the different biostratigraphic units in accordance with them. In the Upper Pleistocene no extinction or introduction of new species is observed in the Arvicolidae fauna, therefore one cannot rely on these changes. The dominance values of different Arvicolidae taxa as well as their appearance or withdrawal in a given area are attributed to regional climatic causes. Some of these causes had a permanent influence not only on an European but even on a global scale affecting also the distribution relations of the dominant vole species. Therefore the zones in my system are named after that the *Arvicola* taxon dominantly present in the region in question (Fig. 9). Over the investigated regions of Europe I had separated three Arvicolidae zones from the Riss–Würm interglacial towards the present. They are:

1. *Microtus arvalis* zone,
2. *Microtus gregalis* zone,
3. *Myodes glareolus* zone.

The time intervals of all these three zones are synchronous in Central Europe and in the Russian Plains, while to the west of the Alps the *Microtus arvalis* zone expands up to the Upper Würm and to the South of the Carpathian Basin the *Microtus gregalis* zone has not developed (Fig. 9).

The determination of the sub-zones in the investigated areas is based upon the characteristic appearance of the Arvicolidae taxa known from there. Accordingly (Fig. 9), the first appearance of *Dicrostonyx* in the Russian Plains and in Poland can be observed by the dominance period the *Microtus gregalis*, while in the Bohemian and Carpathian Basins it is related to the dominance (zone) of *Microtus arvalis* (*Microtus gregalis*—*Dicrostonyx* sub-zone, *Microtus arvalis*—*Dicrostonyx* sub-zone).

The prevailing European diffusion of *Lagurus* connects the western *M. arvalis*, the central and the southeastern *M. arvalis* zones.

The appearance of *Lemmus* besides *Dicrostonyx* provides a possibility for a further correlation between the Russian Plains, the German–Polish lowlands and block as well as across the Bohemian Basin toward the region to the west of the Alps. At the same time *Lemmus* is absent in the Carpathian Basin and to the south of it where hygrophylous species, like *Arvicola*, and forest-dweller *Myodes* lived instead of it.

The latest Würm glacial is characterized by the total diffusion peak of *Dicrostonyx* in Eastern and Central Europe (without Lemming). At the same time in the west the also cold-enduring *M. nivalis* and in the South-East the cold-marker *Microtus gregalis* replaced *Dicrostonyx*.

At the Pleistocene–Holocene boundary forest dweller *Myodes* appears in West and Central Europe and later in the Lower Holocene it becomes a dominant species (*Myodes glareolus* zone). At the same time in the southwest this process did not take place because the quantity of precipitation did not increase together with a rise in temperature — the *Microtus arvalis* zone remains.

The system of Arvicolidae biostratigraphy (Fig. 9) represents the time/space extension of the different zones and sub-zones and also indicates the possibilities now we would correlate them. By the study of the whole vertebrate fauna this system also serves as a basis to establish in the future a terrestrial vertebrate biostratigraphy much finer than this one.

**A MAGYARORSZÁGI FELSŐ-PLEISZTOCÉN
ARVICOLIDAE-SZTRATIGRÁFIÁJÁNAK
KLIMATO- ÉS ARCHEOSZTRATIGRÁFIAI KORRELÁCIÓJA**

KORDOS LÁSZLÓ*—RINGER ÁRPÁD**

*M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H—1143

**Miskolc, Bábonyi-bérc sor 1.
H—3225

ETO: 569.323.4:551.791(430)

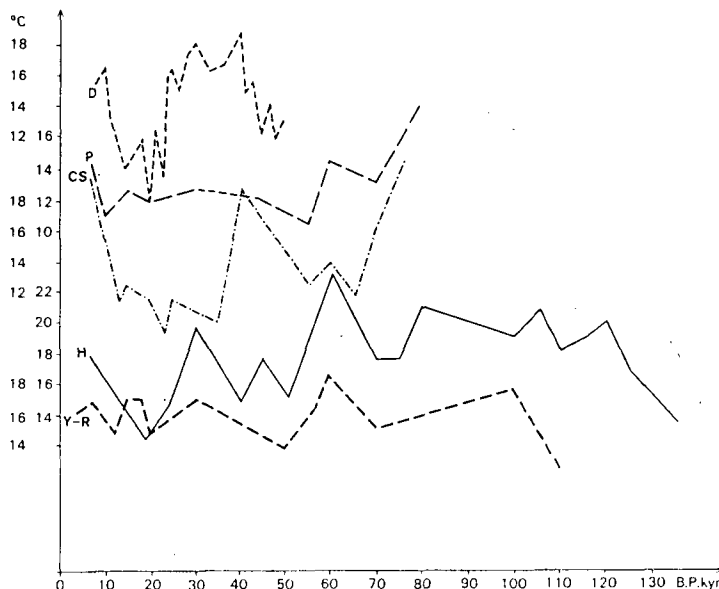
T á r g y s z a v a k : Felső-pleisztocén, Mammalia, Arvicolidae, biosztratigráfia, paleoklimatológia, régészet, korreláció, Magyarország

Közép-Európa, s benne a Kárpát-medence felső-pleisztocén képződményeinek a pocokfajokra (Arvicolidae) alapított rétegtani rendszere már elkészült (KORDOS 1991). Az ún. „pocokhőmérővel” készült hazai és európai júliusi középhőmérséklet-görbék, s azok előzetes értékelése már publikálásra került (KORDOS 1987; KORDOS és JÁRAI—KOMLÓDI 1988). Eközben RINGER (1988) elkészítette a hazai felső-pleisztocén képződmények archeosztratigráfiai adatainak revízióját, a barlangi és a nyíltszíni üledékek korrelációját. A két különböző módszerű felső-pleisztocén rétegtani célzatú munka korrelációjának alapját a jelen munkában bemutatandó globális léptékű klimatosztratigráfiai rendszer teremti meg.

**Az Arvicolidae-fauna paleoklimatológiai értékelése
és klimatosztratigráfiai korrelációja**

A felső-pleisztocén júliusi középhőmérséklet változásaira vonatkozó magyarországi és közép-európai klímagörbék (1. ábra) alkalmazásával nyert paleoklimatológiai eredmények tendenciájukban és jellemző szakaszaikban megegyeznek (KORDOS 1987; KORDOS és JÁRAI—KOMLÓDI 1988). Ugyanakkor a különböző területekről nyert görbéken a klímaesemények eltérő időpontokban is jelentkeznek, ami a helyi rétegtani besorolás átvételének, s nyilvánvaló különbözőségének az eredménye. Az 1. ábrán bemutatott görbék tehát a klímasztratigráfiai alapon nem korrelált rétegtani helyzetet tükrözik. Mindemellett feltehető, hogy különböző éghajlatok alatt egyes klímaesemények egymáshoz képest eltolódva jelentkeztek.

A pleisztocén képződmények klímasztratigráfiai rendszerét EMILIANI (1955) rakta le, majd SHACKLETON és OPDYKE (1973) pontosította. E rendszer a különböző képződmények oxigén izotóp összetételéből nyert értékeken alapul, s a jelenkortől a riss glaciálisig 6 zónára (emeletre) tagolódik.



1. ábra. A pocokhőmérő-módszerrel számított júliusi középhőmérsékleti adatok a felső-pleisztocénben

D = Német rögvidék, P = Lengyelország, Cs = Csehszlovákia, H = Magyarország, Y-R = Jugoszlávia és Románia

Fig. 1. Mean temperature in July, calculated using vole-thermometer, for the Late Pleistocene

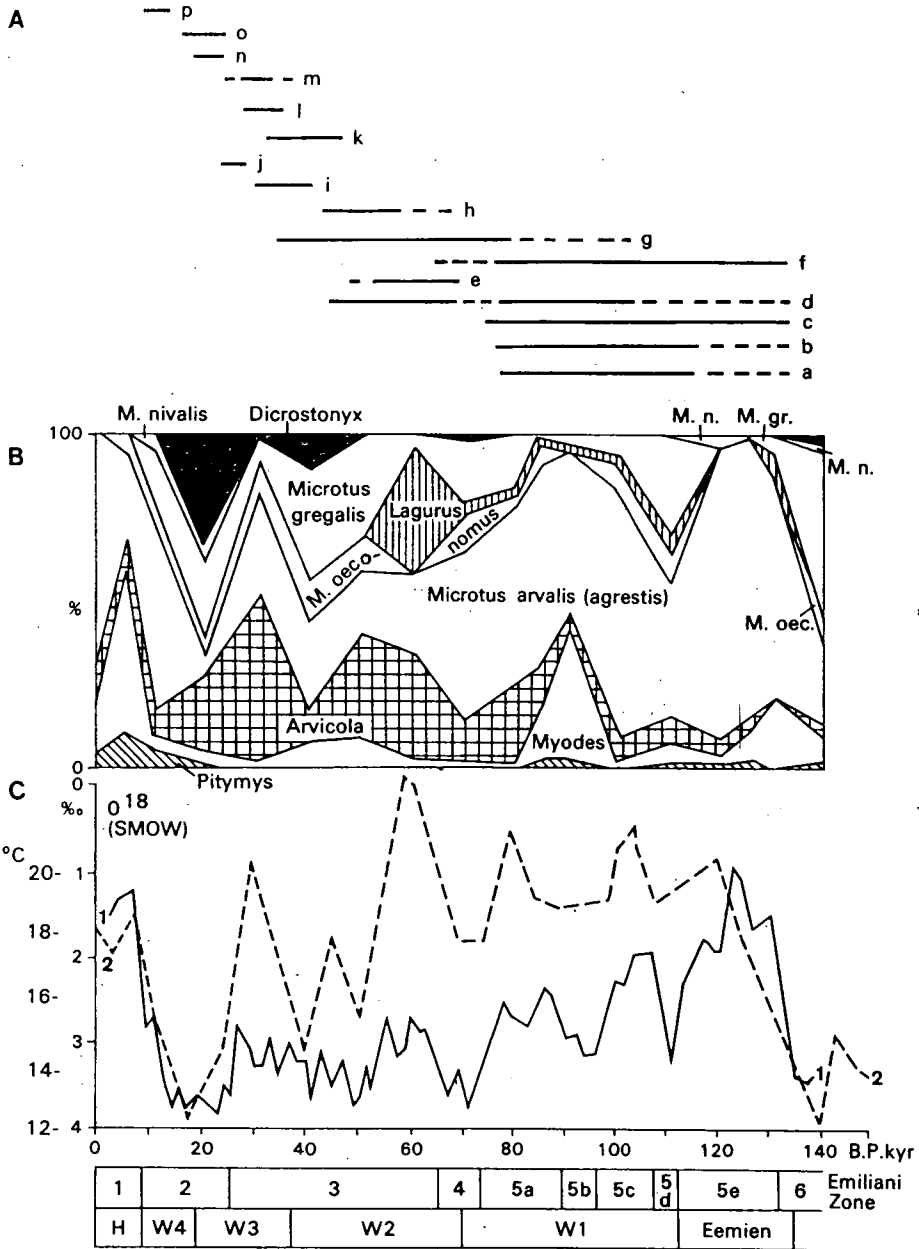
D = German Block Region, P = Poland, Cs = Czechoslovakia, H = Hungary, Y-R = Yugoslavia and Rumania

2. ábra. A magyarországi archeostratigráfiai (A), az Arvicolidae szukcesszió (B) és a paleoklimatológiai eredmények (C) összevetése

a = Tata típusú mousterien, *b* = bükkői Taubachien, *c* = Subalyuk típusú közép-európai tipikus mousterien, *d* = délkelet-európai charentien, *e* = Subalyuk típusú charentien, *f* = bábonyi, *g* = Jankovich, *h* = bükkői korai szeletien, *i* = bükkői fejlett szeletien, *j* = solutroid szeletien, *k* = bükkői aurignacien I., *l* = bükkői aurignacien II., *m* = bodrogkeresztúri típusú aurignaco-gravetti, *n* = Ságvár típusú gravetti, *o* = pilisszántói, *p* = Szekszárdpalánk típusú „tardigravetti”. — 1. A magyarországi felső-pleisztocén pocokfauna alapján számított júliusi középhőmérsékleti görbe, 2. Az oxigén-izotópos hőmérsékleti görbéje, alatta az Emiliani-féle klímazónákkal és a francia rendszerű rétegtani beosztással. LABEYRIE (1984)

Fig. 2. A comparison of archaeostratigraphy (A), Arvicolidae succession (B) and paleoclimatological (C) results for Hungary

a = Tata-type Mousterian, *b* = Taubachian from Bükk Mts., *c* = Subalyuk-type Central European typical Mousterian, *d* = SE European Charentian, *e* = Subalyuk-type Charentian, *f* = Bábonyan, *g* = Jankovichian, *h* = Bükk-type early Szeletian, *i* = Bükk-type advanced Szeletian, *j* = Solutroid-Szeletian, *k* = Aurignacian I from Bükk Mts., *l* = Aurignacian II from Bükk Mts., *m* = Bodrogkeresztúr-type Aurignaco-Gravettian, *n* = Ságvár-type Gravettian, *o* = Pilisszántóián, *p* = Szekszárdpalánk-type “tardigravettian”. — 1. A curve showing the mean July temperature calculated on the basis of the Late Pleistocene Arvicolidae fauna in Hungary. — 2. Oxygen isotopic temperature curve plotted below with the Emiliani's climatic zones and the French-system stratigraphic classification. After LABEYRIE (1984)



A továbbiakban a „pocokhőmérő”-módszerrel nyert klímaeredményeket az alábbi megfontolások alapján korreláltuk az EMILIANI-féle klímazónákkal (2. ábra):

6. *klímatozóna*: 130–140 kyr között glaciális mértékű, és az egész Földre kiható lehűlés utolsó hidegcsúcsa volt, amit különböző izotópokkal, palynológiai elemzésekkel és egymásra települő glaciális-interglaciális rétegek radiometrikus adataival sokrétűen kimutattak (KUKLA 1972; SHACKLETON—OPDYKE 1973, MANGERUD et al. 1979, SHACKLETON et al. 1983, TURON 1984, LABEYRIE 1984, SHACKLETON—PISIAS 1985, DUPLESSY—SHACKLETON 1985, MIX 1987, POKRAS—MIX 1987, ZUBAKOV 1988, GUIOT et al. 1989 és sokan mások).

A magyarországi gerinces faunában Süttő 6. lelőhely-rétegsora mutatja azt a változást, hogy a felső 1–9. rétegek faunája kifejezetten interglaciális jellegű, majd ez alatt üledék-folytonossággal a *Dicrostonyx* is megjelenik a *M. gregalis* dominanciája mellett (JÁNOSSY 1979). Az örvös lemming—szibériai pocok együttes előfordulást ilyen szituációban nem lehet másként értelmezni, mint a 6. klímatozóna megjelenésével. Megtélésünk szerint e faunának közvetlen idősebb elődjének tekinthető az Uppony I. sz. kőfülke 1–8. rétegeinek pocokfaunája (JÁNOSSY et al. 1968). Együttesen egy glaciális csúcsot alkotnak, majd meleg erdei faunában folytatódnak. Ezáltal a 6. klímatozónával (glaciális lehűlés) az Uppony I. sz. kőfülke 1–3. és a Süttő 6. lelőhely 10. rétegeinek faunája korrelálható.

A 6. *klímatozónát* követően egy hosszú, alapvetően meleg időszak következett kb. 70 kyrig, amikor a következő eljegesedés már bizonyíthatóan megkezdődött (TURON 1984). Ezt a szakaszt 128 és 72 kyr között az 5. klímatozóna fedi le, öt alzónára (5a–e) tagolódva (SHACKLETON—OPDYKE 1973; GUIOT et al. 1989). Kronosztratigráfiai szempontból lényeges, hogy az ezt az időszakot lefedő eemi emelet klímája egységes volt-e vagy sem (WIJNSTRA—VAN DER HAMMEN 1974; MANGERUD et al. 1979).

5e *klímatozóna*: Elfogadva MANGERUD et al. (1979) és GUIOT et al. (1989) álláspontját, az 5e klímatozóna alatt a 128 és 112 kyr közötti interglaciális mértékű felmelegedési időszakot értjük, amit az eemi emelettel korreláltak.

A klasszikus hazai gerinces-biosztratigráfia szerint a Kormos-féle (1925) süttöi hasadéksíka, mint süttöi szakasz (KRETZOI 1953) a riss—würm interglaciális (=eemi) melegcsúcsa idején rakódott le. Miután ez a lelet bizonyítottan kevert, helyette a Süttő 6. lelőhely 1–4. rétegeinek faunája korrelálható az 5e klímatozónával. A lelőhely rétegsora lefelé a 6. zónában folytatódik, fölfelé a folyamatos fauna kapcsolata nem ismert. Valószínűleg e zónába tartozik a jósvafői Por-lyuk alsó 1. sz. rétegeinek faunája is (JÁNOSSY et al. 1972). Az 5e klímatozónára jellemző Magyarországon a *Microtus arvalis* 90%-os dominanciája, az *Arvicola*, *Pitymys*, *Myodes* és *Lagurus* megjelenése, a hidegtűrő pocokfajok teljes hiánya.

5d *klímatozóna*: 112 és 104 kyr között (GUIOT et al. 1989) megszűnik az interglaciális melegcsúcs időszaka, s kisebb lehűlés kezdődik. Magyarországon két olyan „egyréteges” fauna ismert, amelynek alapjellegét a *Microtus arvalis*-dominancia határozza meg, de már jelen vannak a hidegtűrő fajok is, mint a *M. gregalis*, *M. oeconomus* és *M. agrestis*. Ezek az egri vár Dobó-bástyáját felépítő mésztufaüregből (KORDOS és KROLOPP 1980), valamint a Süttő 9. sz. hasadékitöltéséből (JÁNOSSY 1979) származnak.

5c *klímatozóna*: 104 és 96 kyr között kismértékű felmelegedési időszak (GUIOT et al. 1989), ami LABEYRIE (1984) szerint korábban, 108 kyr-nél csúcsosodott ki. A tatai lelőhely radiometrikus kora az U/Th vizsgálatok szerint (SCHWARCZ és SKOFLEK 1982) 99 kyr, majd HENNIG et al. (1983) 101–98 kyr-t jeleztek. Ezeknek a birtokában átértékelve a hazai felső-pleisztocén gerinces fauna szukcesszióit, nem ütközik ellentmondásba, hogyha a tatai faunát az 5c klímatozónába helyezzük. Az újbóli felmelegedés hatására visszatér az *M. arvalis* dominanciája, a *Lagurus* állandósul, a *Myodes* gyakorisága növekszik, az *Arvicola* pedig csökken. Mindez felmelegedési szakaszt jelez, ahová a tatai faunán kívül a Poroslyuk (JÁNOSSY 1979), valamint a még publikálatlan tatabányai Kálvária-hegy barlangkitöltése és a Bajóti 3. sz. kőfülke 5a. rétegeinek faunája tartozik.

5b klimatozóna: A 95 kyrben kulmináló (LABEYRIE 1984) és 96–84 kyr közötti (GUIOT et al. 1989) hűvös 5b klimatozónából egyértelmű gerinces faunát nem ismerünk Magyarországról. Lehetséges, hogy a tarkói kőfülke IV. mintája (JÁNOSSY 1976) a *Myodes* 40% fölötti dominanciájával ezt az enyhe lehűlési szakaszt reprezentálja.

5a klimatozóna: A hagyományos értelemben vett würm I. glaciális előtt markánsan kimutatható rövid felmelegedési szakasz volt. Ennek csúcspontját LABEYRIE (1984) 80–85 kyrben, DENNEL (1983) 75–80 kyrben, KUKLA et al. (1988) szerint pedig 80 kyrben határozható meg, míg az 5a zóna kiterjedése GUIOT et al. (1989) szerint 72 és 84 kyr között húzható meg. Mindezek az egymástól kismértékben eltérő időpontok a hazai gerinces-biosztratigráfiában az ún. „*Hystrix*-horizont”-tal, s a varbói faunaszinttel korrelálhatók (JÁNOSSY 1963, CHALINE 1977, 1981). A Lambrecht Kálmán-barlang rétegsorában a *Microtus arvalis* dominanciáját felváltja az *Arvicola*, miközben a *Myodes* olyan mértékben szaporodik el, mint a felső-pleisztocén után csak a holocénben. Hidegtűrő pocokfaj e szakaszban nem mutatható ki, a klíma meleg és rendkívül csapadékos lehetett.

4. klimatozóna: Ez a klimatozóna a felső-pleisztocén első lehűlési, glaciális szakasza. Időtartama a legutóbbi adatok szerint 72 és 60 kyr között volt (LABEYRIE 1984, VALLADAS et al. 1986, KUKLA et al. 1988, GUIOT et al. 1989). A megelőző „*Hystrix*-horizont” mellett a magyarországi felső-pleisztocén gerinces fauna fejlődésének egyik legmarkánsabb szakasza a Suba-lyuk felső rétegsorozatjában a *Lagurus* előretörése és kiterjedése K-ről egész Ny-Európában (*Lagurus*-horizont). Az újabban feltárt Horváti-lik (FÜKÖH és KORDOS 1979) rétegsorában kimutatható, hogy a két szakasz csúcspontja nem közvetlenül követi egymást, közöttük jelentős időkülönbség van. A Horváti-lik alsó rétegeiben a *Myodes* még alig mutatható ki, nagyobb számban jelentkezik a *Microtus gregalis*, ami a felsőbb rétegekben ismét visszahúzódik. A *Lagurus* e faunában mindvégig megtalálható. A kétségtelenül lehűlést jelző faunában a *Dicrostonyx* is kimutatható, s ezért e két faj jelenléte a 4. klimatozóna hidegcsúcsát jelzi, míg a suba-lyuki *Lagurus* dominancia annak fiatalabb, felmelegedő részével hozható kapcsolatba. Az elmúlt 60 kyrben az előzőektől jelentősen eltérő gerinces fauna jelentkezett Magyarország különböző területein. A keleti fekvésű Bükk hegység és a tőle nyugatra eső területek között jelentős állatföldrajzi eltérések mutatkoznak.

3. klimatozóna: 60 és 24 kyr között (GUIOT et al. 1989) két kisebb felmelegedéssel határoltani hűvös klímaoszillációk jelentkeznek mind a tengeri adatok, mind a kontinentális „pocokhőmérő” eredményei szerint. Arvicolidae biosztratigráfiai szempontból jelentős, hogy a *Dicrostonyx* közép-európai előretörésének első hulláma 40 kyrben következik be (Tokod, Magyarországon), s azt *Microtus gregalis* szubdominanciával jellemzett faunák vezetik fel (Diósgyőr II/4. réteg, Érd), ill. le (Gencsapáti, Istállós-kő II., mátraszőlősi Függő-kő barlang 4-III. rétegei). Az állatföldrajzi különbség elsősorban abban nyilvánul meg, hogy a Bükk-től nyugatra a *Dicrostonyx* megjelenik, míg a Bükkben és feltehetően a Felvidéken nem.

2. klimatozóna: A legjobban ismert, s ma már földi méreteken modellezett klímaszakasz a 18 kyrben csúcsosodó glaciális, ami hagyományosan a würm III. glaciális (CLIMAP Project Members 1976; FRENZEL 1988). A zóna kiterjedése (LABEYRIE 1984) 26 és 10 kyr, míg GUIOT et al. (1989) szerint 24 és 12 kyr között volt. Az Arvicolidae sztratigráfiában Magyarországon a *Dicrostonyx* második, s ezúttal mindkét állatföldrajzi területre kiterjedő expanziója jellemző erre a klimatozónára (Pilisszántói kőfülke, Jankovich-barlang 11–7. rétege, Bivak-barlang, Tekerés-völgyi kőfülke, Peskő-barlang téglavörös rétege stb.).

Miután a 2. klimatozónából a korábbiakhoz képest több adatunk van, várható, hogy a későbbiekben több alzónára lehet osztani. Új eredmény, hogy a 20 kyrben C^{14} -módszerrel meghatározott Tokaj csorgókúti 4a. lelőhelyen a *Microtus gregalis* dominancia mellett még mindig kimutatható a *Lagurus*, s több sztyeppe elem, mint a *Citellus citelloides*, az *Allactaga* és a *Sicista* is.

1. klimatozóna: 12 vagy 10 kyr-tól napjainkig tart, jellegében interglaciális félciklus, ami faunisztikai, paleoklimatológiai és geokronológiai szempontból több szakaszra bontható (KORDOS 1978a, b, c; KORDOS és JÁRAI-KOMLÓDI 1988). A „pocokkhőmérővel” nyert paleoklimatológiai adatok és a tengeri képződmények izotópos krono-klímasztratigráfiai skálájának korrelálása olyan új szempontokat vezetett be a hazai és a közép-európai felső-pleisztocén gerinces biosztratigráfiába, amelyek a faunák további markereinek és más direkt (pollen, archeológiai, szediment) módszerek alkalmazásával részleteiben is pontosabbá tehetik a felső-pleisztocénről alkotott nézeteinket.

Az archeosztratigráfiai eredmények korrelációja

A Magyarországon 1891-től megindult őskőkorkutatás napjainkban mintegy 60 — részben vagy egészében feltárt — barlangi és 35 felszíni lelőhelyet számlál. Ezek java része a felső-pleisztocénbe tartozó középső- és felső-paleolitikum.

A hazai felső-pleisztocén archeosztratigráfiai alapjai az 1930-as évek második felére kristályosodtak ki. Az első kutatógeneráció a francia prehisztorikus iskolát követve a moustérien—aurignacien—solutréen—magdalenien kultúrákba, illetve relatív időrendbe sorolta a hazai paleolit leleteket (KADIĆ 1934, HILLEBRAND 1935, BARTUCZ et al. 1938). Csak az 1950—60-as évektől különböztették meg a (keleti) gravettien és vezették be a solutréen helyett — a nemzetközileg is használt — szeleta kultúra terminust (GÁBORI 1964; VÉRTES 1965).

Az 1960-as évek elejétől FRANCOIS és SONNEVILLE nyomdokain, BORDES után, Európa-szerte kezdetét vette és nálunk is érezte hatását a klasszikus nyugat-európai tipokronológia monolit kulturális tömbjeinek részkultúrákra és területi fázisokra való tagolása (GÁBORI 1964, 1976, GÁBORI—CSÁNK 1968, 1983, VÉRTES 1964, RINGER 1983).

Az elmúlt években mindinkább nyilvánvalóvá vált, hogy az immár számos kultúrára differenciált európai középső- és felső-paleolitikum östörténeti folyamatainak értelmezése legalább európai horizontot és távkorrelációt igényel. A távkorreláció alapja pedig a globális érvényű oxigén-izotópos kronológia lehet, amelyhez a regionális geo-, bio- és archeosztratigráfiák szinkronizációja egyaránt igazodhat.

Az általunk felhasznált Labeyrie-féle oxigén-izotópos éghajlati görbe és időbeosztás (1984), a hazai felső-pleisztocén gerinces bio- és archeosztratigráfia párhuzamosításán és nemzetközi korreláció lehetőségein túl, a hagyományos francia prehisztorikus kronológiával való egybevetést is megadja.

Az alábbiakban EMILIANI klimatozónáinak (emeleteinek) sorrendjében (5—2.) röviden bemutatjuk régészeti kultúránk jellemzését, majd kitérünk arra, hogy archeosztratigráfiánk milyen lényeges pontokon kapcsolódik a mai európai felső-pleisztocén kronológiához.

5. klimatozóna

Tata típusú középső-paleolitikum. Nyersanyag: zömmel kova-, kvarc- és kvarcitkavics. Technológia: a pontinihez hasonló kavicsfeldolgozás. Az eszközöket általában kisméretű kavicszilánkból dolgozták ki. A laminarizáció gyenge. A talon részben facettált. Az élkidolgozásban jellegzetes a denticulé retusálás viszonylag magas aránya. Tipológia: moustéri helyett tayacoid hegyek fordulnak elő. Uralkodnak a kaparók. A jellegzetes La Quina típus kevés. Karakterisztikusak a VÉRTES által „Schabemessereknek” nevezett típusok, illetve a kis levéleszközszerű szakócák (VÉRTES 1964). Fontosabb lelőhelyek: Tata, Szelimbarlang (5. réteg), Kiskevélyi-barlang (4.b réteg). Korreláció: Grotta Guattari würm I., Olaszország (BORDES 1984) = asszociáció a taubachival (VALOCH 1988). Radiometrikus kor a tatái lelőhelyen: 98 és 101 kyr (SCHWARCZ—SKOFLEK 1982, HENNIG et al. 1983).

Bükki taubachi (eddig részletesen nem publikált). Nyersanyag: főleg üveges kvarcporfir-, porfirit- és kvarcitkavics. Technológia: nagyon sajátos levalloiso-clactonoid. Az eszközök általában kisméretű szilánkon készültek. A laminarizáció nem jelentős. A talon részben facettált. Uralkodik az alternáló és a denticulé retusálás. Tipológia: kevés atipikus és tayacoid hegy mellett a kaparók, denticulé és encoche-ok dominálnak. Meglepő a felső-paleolit fúrók, vésők, vakarók nagy száma. Ezek kidolgozása azonban sokszor nagyon archaikus. (Fontosabb lelőhelyek: Diósgyőr — Tapolca-barlang, Lambrecht Kálmán-barlang, Mexiko-völgyi-barlang.) Korreláció: Weimar felső-travertin = Taubach travertin = Kulna-barlang 11. réteg. Radiometrikus kor: 110–118 kyr (Weimar–Taubach, NDK; BRUNNACKER et al. 1983), 80 kyr (Kulna-barlang, Csehszlovákia, VALOCH 1988).

Kaparókban gazdag bükki tipikus moustéri. Nyersanyag: dél-bükki hidrokvartcitok, finom szövetű kvarcit, üveges kvarcporfir, obszidián. Technológia: levallois. A laminarizáció erős. A talon facettált. Tipológia: a moustérien és a retusált levallois-i hegyek mellett a kettős és a déjete kaparók jellemzőek. Élkidolgozásuk általában lépcsős retusú. A bifacialitás elhanyagolható. Kevés atipikus szakóca előfordul. Fontosabb lelőhelyek: Suba-lyuk (1–7. réteg), Kecskés-galyai-barlang. Korreláció: Grotte du Prince D, E réteg (würm I. Dél-Franciaország, RENAULT–MISKOVSKY 1986).

Bábonyi. 1983-ban publikálta Ringer. Nyersanyag: főleg üveges kvarcporfir kavics, emellett miskolc–avasi hidrokvartcit, zempléni hidrokvartcit és obszidián, továbbá lengyelországi tűzkő (?) és szentkereszt-hegységi kova fordul elő. Technológia: nem levallois. A laminarizáció mérsékelt. A talon részben facettált. A retustípusok között jellegzetes a „wechselseitig gleichgerichtete Kantenbearbeitung”. Tipológia: a Bockstein, Pradnik és Volgográd kések mellett a Bábony típusú kés és levéleszközök karakterisztikusak. Fontosabb lelőhelyek: Sajóbábony — Méhész-tető, Miskolc — Kánás-tető és Szeles utca; Balla-barlang 1. réteg. Korreláció: Bockstein IIIa. riss–würm (NSZK, BOSINSKI 1967) = Micoquo — PRODNÍKI (würm I. (D-Lengyelország, MADEYSKA-NIKLEWSKA 1968) Kulna-barlang 9b réteg, Amersfoort interstadiális (Csehszlovákia, VALOCH 1988).

4. és 3. klimatozóna

Suba-lyuk típusú charenti. Nyersanyag: főleg különféle kvarcit- és kovakavics, de előfordul az obszidián is. Technológia: nem kifejezetten levallois, az eszközök java szilánkból készült, de a laminarizáció aránya is szembetűnő. A talon részben facettált. Uralkodik a soros és denticulé retus, de gyakori a lépcsős retusálás is. Kevés atipikus moustéri hegy mellett a kaparó — főként a keresztélűek — emelkednek ki. Különleges az Y és a T alakú változatok megjelenése. A felső-paleolit típusok sem ritkák. Fontosabb lelőhelyek: Suba-lyuk (9–14. réteg), Bűdöspeszt (3–5. réteg); Cserépfalu–Kerek-hegy (nem publikált).

Délkelet-európai charenti. Nyersanyag: majdnem kizárólag kvarcitkavics. Technológia: a pontinihez sokban hasonló, s részben Tata iparával is megegyező kavicsfeldolgozás (GÁBORI–CSÁNK 1968; GÁBORI 1976). Tipológia: kevés atipikus hegy mellett uralkodnak a kaparók, főként a keresztélűek. A felső-paleolit vakarók, vésők, fúrók szintén megtalálhatók. Lelelőhely: Érd–Parkváros.

Jankovich. Korábban Dunántúli szeleti néven volt ismert (VÉRTES 1965). Áthatározását GÁBORI–CSÁNK végezte el (1973, 1983). Nyersanyag: jellegzetes jáspisváltozat és más tömbkova. Technológia: nem valódi levallois. Az eszközök többsége nagyméretű szilánkon készült. A talon facettált. Uralkodik a közép-európai micoqui retus technikája, csakúgy mint a bábonyiban. Tipológia: Bockstein, Volgográd és Pradnik típusú kések mellett kaparókészterű formák jellemzik (GÁBORI–CSÁNK 1983). Legfontosabb lelőhelyek: Jankovich-barlang 6. réteg, Remete — Felső-barlang, Bivak-barlang. A következő két kultúra-komplex élete átnyúlik a 2. klímazóna idejére is.

Bükki szeleti. Előzménye a bábonyi lehet (RINGER 1983; GÁBORI 1984). Három fejlődési fázisát javasoljuk elkülöníteni: a korai, a fejlett és a solutroid-szeletit. Nyersanyag: üveges kvarcporfír, avasi hidrokvarcit, obszidián. Technológia: a „w.g. Kantenbearbeitung” (BOSINSKI 1967), a bábonyi típusú retusálás mellett egy sajátos, a fejlett szintben feltűnő bifaciális kidolgozás jellemzi. A débitage nem levallois: Tipológia: bábonyi típusú és a Pradnik kés, valamint apró biface-ok az ipar származását, illetve közép-európai micoqui kapcsolatát jelzik. A levéleszközök kezdetben planokonvexek, majd bikonvexek, végül pedig körvonaluk és technikájuk a francia Solutréénéhez hasonló. A felső-paleolit elemek — tompított hátú pengék és gravette-hegyek — már korán feltűnnek (Szeleta-barlang 4. réteg). Fontosabb lelőhelyek: Szeleta-barlang, Diósgyőr — Tapolca-barlang, Balla-barlang. Korreláció: bükki szeleti korai szint; Bacho Kiro-barlang 11. réteg (Bulgária, KOZŁOWSKI 1982). Radiometrikus kor: bükki korai szeleti 41 és 32 kyr között (Szeleta-barlang, GÁBORI-CSÁNK 1970), bükki aurignaci I., 44 és 39 kyr, bachokíri, 43 kyr (Bacho Kiro-barlang 11. réteg, KOZŁOWSKI 1982).

Bükki aurignaci I–II. Nyersanyag: meghatározható egy jellegzetes bükki (?) tűzkőfésüléség. A csonteszközök barlangi medve hosszúcsontjából készültek. Technológia: az aurignaci I-ben a laminarizáció erősebb, a fiatalabb iparban viszont még a moustéri lépcsős retusálás is megtalálható a jellegzetes aurignaci éretusálás mellett. Tipológia: az aurignaci I-ben hasított alapú csonthegyek, az aurignaci II-ben pedig az Olsheva típusú csonthegyek jellegzetesek. Ebben az iparban már feltűnnek a tompított hátú pengék, egy régi-gravettoid kultúra — valószínűleg a bodrogkeresztúri típusú aurignaco-gravetti — elemei. Lelelőhelyek: Istállóskői-barlang, Peskő-barlang, Görömböly — Tapolca-barlang (nem publikált). Korreláció: bükki fejlett szeletien = párhuzam a bodrogkeresztúri típusú aurignaco-gravettien-nel. Radiometrikus kor: 32 kyr (a fejlett szint alja, Szeleta-barlang, GÁBORI-CSÁNK 1970), Bodrogkeresztúr, 28 kyr (GÁBORI-CSÁNK 1970).

2. klimatozóna

Itt nem térünk ki a hazai aurignaco-gravetti, gravetti, magdalenio-aziloid és epipaleolit kultúrák tárgyalására. Ezek kiterjedt irodalma is a jó és sokoldalú feldolgozottságot mutatja. Kronológiai szerepük jelen munkánkban nem több annál, mint hogy jól elhatárolhatóan a felső-paleolitikumhoz és az utolsó eljegesedés markánsan szubarktikus, majd fokozatosan mérsékelt éghajlatú szakaszához tartoznak. Korreláció: solutroid—szeleti. A Herman- és Puskaporos-kőfülke szeleti rétegének anyaga BREUIL személyes tanulmányozása alapján megfelel a franciaországi középső-solutrének (BREUIL 1923). Ennek radiometrikus kora ma 19–20 kyr (BORDES 1984).

Összefoglalás

Az újraértékelt magyarországi felső-pleisztocén gerinces biosztratigráfiai, valamint archeosztratigráfiai eredmények önmagukkal és együttesen a globális léptékű klimatosztratigráfiai rendszerrel is jól korrelálhatónak bizonyultak.

A vizsgálatok alapján a hazai felső-pleisztocén ideje alatt a legszembetűnőbb, mind az Arvicolidae-faunában, mind a kultúrákban kimutatható változások a 4. klimatozónában következtek be. A pocokfaunában az idősebb, alapvetően meleg-jellegű, *Microtus arvalis* dominanciával jelzett társaságot ekkor váltotta fel a *Microtus gregalis*os hideg fauna. A korábbi, 5. klimatozóna idején területünkön déli eredetű, vagy még nem tisztázott, helyi gyökerű kultúrák éltek, amelyek fejlődése a 4. klimatozónában megszűnt, vagy új irányban haladt tovább.

A 3. klimatozónában jelentek meg a Kárpát-medencében az északi, hidegjelző Arvicolida taxonok. Ugyanekkor volt a barlangi medvevadász levéleszközös és aurignacien típusú kultúrák fejlődésének ideje is.

Rendkívül markánsan kimutatható a 2. klimatozóna glaciális periódusa is. Ekkor terjed el leginkább a *Dicrostonyx*, miközben a hideg, kontinentális sztyepp állatvilága válik dominánssá. E zóna idején a korábbi kultúrák megszűnnek, s a sztyeppi felső-paleolit kultúrák veszik át helyüket. Ez a változás szorosan összefügg a *Homo sapiens* elterjedésével is.

A holocén (1. klimatozóna) interglaciális méretű felmelegedésével néhány ezer év alatt gyökeres változást okozott mind a környezeti viszonyokban, mind az ember és kultúrájának kialakulásában.

IRODALOM – REFERENCES

- BARTUCZ L. et. al. 1938: A cserépfalui Mussolini-barlang (Subalyuk). — Geol. Hung. ser. Pal. 14.
- BORDES F. 1984: Leçons sur le Paléolithique. I. — Éd. du C.N.R.S. Paris.
- BOSINSKI G. 1967: Die mittelpaläolithischen Funde im Westlichen Mitteleuropa. — Fundamenta A. 4. Bohlan Verlag. Köln—Graz.
- BREUIL H. 1923: Notes de voyage en Europe Centrale. I. Les industries paléolithiques en Hongrie. — L'Anthrop. 33.: 323—346.
- BRUNNACKER K.—JÄGER K.-D.—HENNIG G. J.—PREUSS J.—GRÜN R. 1983: Radiometrische Untersuchungen zur Datierung mitteleuropäischer Travertinvorkommen. — Ethnographisch-Archäologische Zeitschrift. 24.: 217—266.
- CHALINE J. 1977: Les rongeurs et l'évolution des paysages et des climats au Pléistocène supérieur en France. — In Approche écologique de l'Homme fossile. sup. AFEQ.
- 1981: Tentative West-European Rodents Biozonation of the Last Glaciation. — Quatern. Studies in Poland. 3.: 5—13.
- CLIMAP Project Members 1976: The Surface of the Ice-Age Earth. — Science, 191.: 1131—1137.
- DENNEL R. (1983): A new chronology for the Mousterian — Nature. 301.: 199—200.
- DUPLESSY J. CL.—SHACKLETON N. J. 1985: Response of global deep-water circulation to Earth's climatic change 135 000—107 000 years ago. — Nature. 316.: 500—507.
- EMILIANI C. 1955: Pleistocene temperatures. — J. Geology. 63.: 538—578.
- FRENZEL J. 1988: Projektgruppe "Terrestrische Paläoklimatologie" — Akad. Wiss. Lit. Mainz. Jahrbuch. 1988. — p. 195—218.
- FÜKÖH L.—KORDOS L. 1979: Jelentés az Uppony—Horváti-lik 1978. évi őslénytani ásatásáról. — Az Egri Dobó István Vármúzeum Évk.: 21—43.
- GÁBORI M. 1964: A késői paleolitikum Magyarországon. — Régészeti tanulmányok. 3.: 74.
- 1976: Les civilisations du Paléolithique moyen entre les Alpes et l'Oural. — Akadémiai Kiadó, Budapest.
- 1984: A régibb kőkor Magyarországon. (In Magyarország története. I. 1.) — Akadémiai Kiadó, Budapest.
- GÁBORI M.—CSÁNK V. 1968: La station du paléolithique moyen d'Érd, Hongrie. — Monum. Histor. 3.
- GÁBORI—CSÁNK V. 1970: C-14 dates of the Hungarian Paleolithic. — Acta Arch. Hung. 22.: 3—11.
- 1973: Nouvelle observation sur le Szélétien. — Coll. Internat. UISPP. Paris.
- 1983: La grotte Remete „Felső” (Supérieure) et le „Szeletien de Transdanubie”. — Acta Arch. Hung. 35.: 249—285.
- GUIOT J.—POAS A.—DE BEAULIEN J. L.—REILLE M. 1989: A 140 000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. — Nature. 338.: 309—313.
- HENNIG G. J.—GRÜN R.—BRUNNACKER K.—PÉCSI M. 1983: Th-230/U-234-sowie ESR-Altersbestimmungen einiger Travertine in Ungarn. — Eiszeitalter und Gegenwart. 33.: 9—19.
- HILLEBRAND J. 1935: Die ältere Steinzeit in Ungarn. — Arch. Hung. 17.
- JÁNOSSY D. 1963: Letzinterglaziale Vertebraten-Fauna aus der Kálmán Lambrecht-Höhle (Bükk-Gebirge, Nordost Ungarn) I. — Acta Zoologica. 9. (3—4): 293—331.
- 1976: Die Felsniche Tarkő. — Beschreibung der Fundstelle und der Vertebratenfauna. — Karszt- és Barlangkutatás. 8.: 3—106.

- 1979: A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. — Akadémiai Kiadó, Budapest.
- JÁNOSSY D.—KORDOS L.—KROLOPP E.—TOPÁL GY. 1972: The Porlyuk Cave of Jósvalő. — *Karszt- és Barlangkutatás*. 5—7.: 15—59.
- JÁNOSSY D.—KROLOPP E.—BRUNNACKER K. 1968: Die Felsnische Uppony I. (Nordungarn). — *Eiszeitalter und Gegenwart*. 19.: 31—47.
- KADIĆ O. 1934: Der Mensch zur Eiszeit in Ungarn. — *Földt. Int. Évk.* 30.
- KORDOS L. 1978a: Holocén klímaváltozások kimutatása Magyarországon a „pocokhőmérő” segítségével. — *Földr. Közlem.* 25.: 222—229.
- 1978b: A sketch of the vertebrate biostratigraphy of the Hungarian Holocene. — *Földr. Közlem.* 25. (1—3): 144—160.
- 1987: Climatostratigraphy of Upper Pleistocene Vertebrates and the conditions of loess formation in Hungary. — *Geol. Journal*. 15. (2): 163—166.
- 1991: A közép-európai felső-pleisztocén pocokfauna fejlődése és biosztratigráfiai értékelése. — *Földt. Int. Évi Jél.* 1989-ről.
- KORDOS L.—JÁRAI-KOMLÓDI M. 1988: Az elmúlt tízezer év klímaváltozásai Közép-Európában. — *Időjárás*. 92. (2—3): 96—100.
- KORDOS L.—KROLOPP E. 1980: Felső-pleisztocén forrásmész-kő-üledék Mollusca- és gerinces faunája az egri Dobó-bástya területéről. — *Fol. Hist.-nat. Mus. Matr.* 6.: 5—12.
- KORMOS T. 1925: A süttői forrásmész-kő-komplexum faunája — *Áll. Közlem.* 22.(3—4): 159—175.
- KOZŁOWSKI J. K. ed. 1982: Excavation in the Bacho Kiro Cave (Bulgaria). — *Panstwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa*.
- KOZŁOWSKI J. K.—KOZŁOWSKI S. K. 1979: Upper Paleolithic and Mesolithic in Europe. — *Polska Akad. Nauk., Wrocław—Warsawa—Kraków—Gdańsk*.
- KRETZOI M. 1953: A negyedkor tagolása gerinces faunák alapján — *Az MTA Músz. Tud. oszt. Alföldi Kongresszusa.*: 89—99.
- KUKLA G. J. 1972: Insolation and glacials. — *Boreas* 1.: 63—96.
- KUKLA G. J.—HELLER F.—LIU XIN MING—XU TONG CHUN—LIU TUNG SHENG—AN ZHI SHENG 1988: Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. — *Geology*. 16.: 811—814.
- LABEYRIE J. 1984: La cadre paléoclimatique depuis 140 000 ans. — *L'Anthropologie*. 88. (1): 19—48.
- MADEYSKA-NILEWSKA T. 1969: Situation stratigraphique des ensembles micoquo-prodnikicus. — *Geographia Polonica*. 17.: 388—393.
- MANGERUD J.—SONTESGAARD E.—SEJNAP H. P. 1979: Correlation of the Eemian (interglacial) stage and the deep-sea oxygen-isotope stratigraphy. — *Nature*. 277.: 189—192.
- MIX A. C. 1987: The oxygen-isotope record of glaciation. — *The Geology of North America*. K-3.: 111—135.
- POKRAS E. M.—MIX A. C. 1987: Earth's precession cycle and Quaternary climatic change in tropical Africa. — *Nature*. 326.: 486—487.
- RENAULT-MISKOVSKY J. 1986: Relations entre les spectres archeo-polleniques du Sud-Est de la France et les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire. — *Bull. de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*. 1—2.: 56—62.
- RINGER Á. 1983: Eine mittelpaläolithische Blattwerkzeugindustrie in Nordostungarn. — *Dissertationes Archaeologicae*. Ser. II. No. 11., Budapest.
- 1988: Possible correlations between loess and cave deposit stratigraphies for the Upper Pleistocene in Hungary. — *Palaeogeography of Carpathian Regions, Theory—Methodology—Practice*. 47.: 65—85.
- SCHWARCZ H. P.—SKÓFLEK I. 1982: New dates for the Tata, Hungary archaeological site. — *Nature* 295.: 590—591.
- SHACKLETON N. J.—HALL A.—LINL CANG SHUXI J. 1983: Carbon isotope data in core V19—30 confirm reduced carbon dioxide concentration in the ice age atmosphere. — *Nature*. 306.: 319—322.
- SHACKLETON N. J.—OPDYKE N. D. 1973: Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28—238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 10⁵ Year and 10⁶ Year Scale. — *J. Quaternary Research*. 3. (1): 39—55.

- SHACKLETON N. J.—PISIAS N. G. 1985: Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing, and climate. — The Carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations from the Archean to the present. — Geographical Monograph. 32.:303–317.
- TURON J. L. 1984: Direct land/sea correlations in the last interglacial complex. — *Nature*. 309.: 673–676.
- VALLADAS H.—GENESTE J. M.—JOREN J. L.—CHADELLE J. P. 1986: Thermoluminescence dating of La Vache (Dordogne, France). — *Nature*. 322. 452–454.
- VALOCH K. 1988: Die Erforschung der Kulna-Höhle 1961–1976. — Moravské muzeum—Anthropos Institut Brno.
- VÉRTES L. 1964: Tata, eine mittelpaleolitische Travertin Siedlung in Ungarn. — *Archaeol. Hung.* 43. 1–253.
- 1965: Az őskőkor és az átmeneti kőkor emlékei Magyarországon. — A Magyar Régészeti Kéziratok I., Akadémiai Kiadó, Budapest.
- WIJSTRA T. A.—VAN DER HAMMEN T. 1974: The last interglacial cycle: state of affairs of correlation between data obtained from the Land and from the Ocean. — *Geologie Mijnbouw*. 53.(6): 386–392.
- ZUBAKOV V. A. 1988: Climatostratigraphic scheme of the Black Sea Pleistocene and its correlation with the oxygen-isotope scale and glacial events. — *Quaternary Research*. 29.:1–24.

CLIMATOSTRATIGRAPHIC AND ARCHEOSTRATIGRAPHIC CORRELATION OF ARVICOLIDAE STRATIGRAPHY OF THE LATE PLEISTOCENE IN HUNGARY

by

L. KORDOS* and Á. RINGER**

*Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

**Miskolc, Bábonyi-bérc sor 1.
H-3225

UDC: 569.323.4:551.791(430)

Key words: Upper Pleistocene, Mammalia, Arvicolidae, biostratigraphy, paleoclimatology, archaeology, correlation, Hungary

The authors have matched and correlated the results obtained for the average temperatures of July by using the so-called vole-thermometer and taking for as a basis the Late Pleistocene Arvicolidae stratigraphy in Hungary, and the latest data of archeostratigraphy. The climatostratigraphy-based correlation has established proper conformity between the re-evaluated data on vertebrates and archeological-stratigraphy. In climatic zone 4 considerable changes took place both in the Arvicolidae fauna and the cultures. It was the time when in the vole fauna an oldes, mainly warm-temperature indicating assemblage characterized by the dominance of *Microtus arvalis* was replaced by the *Microtus gregalis* cold-indicative fauna. During the former climatic zone (zone 5) cultures originating from the south or being of unclear local origin had existed in our area, with an evolution ending or taking another direction in climatic zone 4.

It was in climatic zone 3 that northern, Arvicolidae taxa indicative of cold appeared in the Carpathian basin. This was also the period for the development of cave bear hunter's laurel leaf point and aurignacien-type cultures.

The glacial period of climatic zone 2 can be markedly demonstrated. It was the time when *Dicrostonyx* became most widespread, with the fauna of the cold continental steppe becoming dominant. During this zone the former cultures ceased to exist and were replaced by Late Paleolithic steppetype cultures. This change is in close relationship also with the propagation of *Homo sapiens*.

A warming-up, on interglacial scale, in the Holocene (climatic zone 1) brought about radical changes, during a period of a few thousand years, in the environmental conditions and the development of man and human culture.

TÖRMELEKES ÜLEDÉKES KÖZETEK PÁSZTÁZÓ ELEKTRONMIKROSKÓPOS VIZSGÁLATA

HÁMOR TAMÁS—KOVÁCS LAJOS

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.

H-1143

ETO: 552.51:620.187

T á r g y s z a v a k : pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok, törmelékes üledékek, üledékes kőzetek, üledékszerkezet, diagenezis, Magyarország

A szerzők 89 db pannon-medencebeli, többségében harmad- és negyedidőszaki törmelékes üledékes kőzet pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatának fontosabb és érdekesebb tapasztalatait teszik közzé. Külön figyelmet szenteltek az agyagos kőzetek olyan speciális jelenségeire, mint a fényes rogyási felületek, száradási jegyek.

Bevezetés

A pásztázó elektronmikroszkópok (SEM: Scanning Electron Microscope) általános elterjedése a '70-es években új dimenziókat nyitott az anyagvizsgálatban a földtan és más tudományok területén. Amellett, hogy a minták előkészítése nem munkaigényesebb, mint a hagyományos optikai mikroszkópiánál, a nagyítás nagyságrendekkel emelkedett ($> 10^5\times$), a térhatású kép lehetőséget nyújt a morfológia és a szerkezet tanulmányozására, sőt, az ún. EDX (Energy Dispersive X-ray) feltétellel mód nyílik az anyagi minőség (elemi összetétel) mikroszkopikus „in situ” meghatározására.

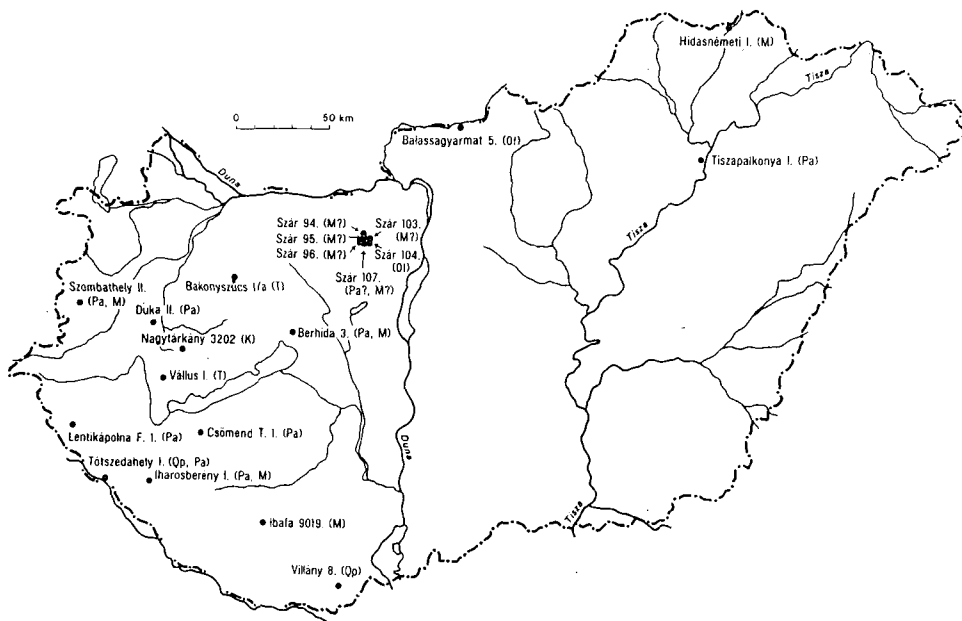
A földtanon belül a módszert leginkább a mikropaleontológia, az ásványtan, agyagásványtan és az üledékföldtan egyes ágai használják. Ez utóbbiak közé sorolhatók azok a munkák, melyek például a vízi vagy éppen eolikus megmunkáltságú kvarcsemcsék alaki sajátosságait (SCHNEIDER 1970, BORSY et al. 1982, MOLNÁR et al. 1988), a szénhidrogén csapdázásra alkalmas homokkővek diagenezisét és porusviszonyait (FINE 1986) avagy az agyagpalák mikroszerkezetét (BENNETT—HULBERT 1986, MOON—HURST 1984) vizsgálták. E sokirányú felhasználhatóság ellenére mind ez idáig WELTON J. E. 1984-ben megjelent, „SEM Petrology Atlas” c. munkája az egyetlen összefoglaló mű, amely ásványrendszertani csoportosításban, a befogadó kőzettel együtt mutatja be a leggyakoribb ásványokat.

Jelen munkánkban — a teljesség igénye nélkül — megpróbáljuk felvillantani azoknak a többségükben neogén, finom szemcséjű törmelékes üledékeknek egyes pásztázó elektronmikroszkópos jellemzőit, melyekkel munkánk során a Magyar Állami Földtani Intézet Szénhidrogénföldtani osztályán kapcsolatba kerültünk.

Mintavétel, vizsgálati módszer

A vizsgált minták kivétel nélkül az 1. ábrán feltüntetett folyamatos magvételnél mélyített fúrásokból származnak. A 89 db minta (1. táblázat) időben főként az oligocéntól a pleisztocénig terjedő intervallumot öleli át, kőzettanilag az agyag-homok sorozat szinte minden változata (és különböző fokon diagenizálódottak is) szerepel, de vizsgáltunk dolomitot és mészmárgát is. A SEM-vizsgálatokra igen alkalmasnak bizonyult a Pannon-médenre fent említett összlete, mivel e kőzetek egyfelől már elég állékonyak ahhoz, hogy törési felületük vizsgálható legyen, másfelől még nem diagenizálódtak annyira, hogy az ásványok deformálódjanak, ill. átalakuljanak.

A vizsgálatokat a Magyar Állami Földtani Intézet SEM-laboratóriumában végeztük JEOL JSM 35 típusú elektronmikroszkóppal.



1. ábra. Mintavételi helyek

Fig. 1. Sampling sites

Rétegzettség, szerkezet, szövet

A finom szemcséjű törmelékeny üledékek rétegzési-szerkezeti-szöveti tulajdonságait általában 800–1000-szeres nagyításon lehet jól vizsgálni. A rétegzettség főként a pelites üledékeken tanulmányozható jól pásztázó elektronmikroszkóppal. Pszammitből vertikális metszet készítése gyakran felesleges, a rétegzettség a minta és a képmező kicsinysege miatt nem érvényesül, és a póruskitöltések, cementanyagok is a réteglapokon láthatók jobban.

Az agyagkőzetek rétegzettségének, szerkezetének két fő típusa van. Az egyikben, mely gyakorlatilag rétegtelen, az agyagásvány lemezek rendezetlenül, irányítatlanul helyezkednek el, sőt legtöbbször az egyes lemezek nem különíthetők el, hanem agyagásvány aggregátumokat képeznek (1. tábla, 1–2.). Ilyen a teresztrikus vagy sekélytengeri agyagos

1. táblázat – Table 1

A minták alapadatai

Key data of samples

A fúrás jele, száma	Minta mélysége (m)	Kor	Formáció	Kőzetnév	Minta száma (db)
1.	2.	3.	4.	5.	6.
Bakonyszűcs 1/a.	99,9	karni	Veszprémi Márga	mész márga	5
	125,6				2
Balassa- gyármát 5.	505,5	egri – eggenburgi	Szécsényi Slír	aleuritos agyag- márga	
Berhida 3.	110,0	felső-pannóniai	Tihanyi	agyagos aleurit	
	110,6			huminites agyag	
	141,0		Somlói	agyag márga	
	142,0				
	150,0			aleuritos agyag- márga	
	177,4	alsó-pannóniai	Csákvári	aleurolit	
	178,7		Agyag márga	agyag márgás aleurolit	
	187,2			agyagos aleu- rolit	
	441,3	középső-bádeni	Hidasi Barna- kőszén	barnakőszén	2
Csömend- térképező 1.	10,7	felső-pannóniai	Hansági	piritkonkrécio	
Hidasnémeti I.	1196,2 – 1197,1	középső-bádeni	Hidasi Barna- kőszén	dolomitos mészkő	2
Ibafa 9019.	330,0	eggenburgi – ottnangi	Szászvári	mészkonkrécio	

1. (1) táblázat folytatása — Table 1 (1) cont.

1.	2.	3.	4.	5.	6.
Iharosberény I.	54,1	felső-pannóniai	Hansági	agyagos, homokos aleurit	2
	63,6			agyagmárgás aleurolit	
	166,6–167,0		Tihanyi	aleuritos agyag	
	444,1			agyagmárgás aleurit	
	764,5		Somlói	szenes agyag	
	1170,5	alsó-pannóniai	Drávai Agyagmárga	agyagmárgás aleurolit	
	1284,1		Tófeji	aleuritos agyagmárgakő	
	1308,0				
	1320,5				
	1320,6				
	1327,5				
	1375,0				
	1419,7	kárpáti	Fóti	homokos aleurolit	3
	1444,5–1448,5				
	1459,5–1460,0			homokkő	
	1475,0–1475,4			homokos aleurolit	
	1538,6–1539,3			aleuritos agyagkő	
	1577,6–1579,1			agyagos aleurolit	2

1. (2) táblázat folytatása – Table 1 (2) cont.

1.	2.	3.	4.	5.	6.
	1655,9		Tekeresi Slír		2
	1708,6				
	1722,4			aleuritos homokkő	
	1774,0			homokkő	
	1777,6			homokos aleurolit	
	1778,5				
Lentikápolna F. 1.	146,6 – 146,67	felső-pannóniai	Toronyi Lignit	agyagos aleurit	
Nagytárkány 3022.	244,7 – 245,3	kréta		bauxit	2
Szár 94.	40,0 – 43,0	bádeni (?)	?	aleuritos agyag	
Szár 95.	54,0 – 58,0	miocén (?)	?		
Szár 96.	66,2 – 66,5		?	agyag	2
Szár 103.	59,5 – 59,8		?	agyagmárga	
Szár 104.	54,5 – 57,0	oligocén	?	agyag	
Szár 107.	30,4 – 34,4	alsó-pannóniai, bádeni (?)	?	aleuritos agyag	
Tiszapalkonya I.	1172,0	felső-pannóniai	Bükkaljai Lignit	agyagos aleurit	
	1406,3			aleuritos agyag	
	1442,1			agyagos aleurit	
	1458,6			aleuritos agyagkő	
	1512,1				
	1974,8	alsó-pannóniai	Tótkomlósi Mészmárga	aleuritos márga	

1. (3) táblázat folytatása — Table 1 (3) cont.

1.	2.	3.	4.	5.	6.
Tótszerdahely 1.	26,0	alsó — középső- pleisztocén	Tengelici Vörös- agyag	aleuritos agyag	
	28,5				
	35,5			agyag	
	44,0			aleurit	
	99,0	felső-pannóniai	Toronyi Lignit	aleuritos agyag	
Vállus I.	33,7	karni	Veszprémi Márga	mészkö	4
Villány 8.	19,0 — 19,9	felső-pleisztocén	?	agyagos aleurit	
	24,5 — 27,5	középső-pleisz- tocén	?		2
	33,4 — 34,2				
	50,7 — 63,4	alsó-pleisztocén	?	aleuritos, homo- kos agyag	2
	63,4 — 68,5			homokos, agya- gos aleurit	2
	68,5 — 72,4			aleuritos agyag	3
Duka II.	73,1 — 73,2 m	felső-pannóniai	Tihanyi	dolomitmárga	2

Összesen: 89 db

kőzetek jó része. A másik fő típusnál jól kivehető a lamináltság, az agyagásvány lemezek irányított elhelyezkedése (I. tábla, 3.). Több kutató (MOON—HURST 1984, LEVENTHAL—SHAW 1980) egybehangzó véleménye szerint az első típushoz tartozók jól szellőzött környezetben ülepedtek le, míg a második típus anoxikus közegben képződik, ahol a bőséges szerves anyag egyes fajtáinak (pl. aminosavak, szénhidrátok) diszpergáló hatása gátolja az agyagásványok flokkulációját, így azok irányítottan rakódhatnak le az áramlásmentes anoxikus környezetben.

Vizsgálataink során külön foglalkoztunk az agyagos kőzetekben gyakran előforduló „mozgásos eredetű” felületekkel. Ezeknek három típusa különíthető el:

- „fényes rogyási felületek”,
- suvadási tükrök vagy fényes csúszási lapok,
- vetősíkok.

Az ún. „fényes rogyási felületek” szemcsés elválású agyagos kőzetekben az egyes 2–10 mm-es „szemcsék” felületén keletkeznek az átázás, kiszáradás, talajosodás komplex

biokémiai hatására (JÁMBOR Á. 1973). A jelenséget szabad szemmel, optikai és elektron-mikroszkóppal tanulmányoztuk. A „fényes rogyási felületek” fénymikroszkóp alatt áttetsző, üvegszerű mázzal bevont felületként jelentkeznek. A kőzet agyagtartalmának növekedésével jellemzőbbek, jellegzetesebbek a különféle mintákban. Létrejöhetnek az egykori száradási repedések mentén (I. tábla, 4.), homokszemcsék, apró mészkonkréciók, gyökérnyomok határán is. Utóbbiaknál gyakran limonitos elszíneződés tapasztalható. Elmozdulásra utalnak az irányított helyzetű apró felületi egyenetlenségek, de irányuk minden elváló szemcsénél más és más (II. tábla, 1.). A vékony felületi agyagásvány máz alatt a csillámok, agyagásvány aggregátumok és egyéb, egy vagy két irányban megnyúlt ásványok igyekeznek a szemcsék oldalával közel párhuzamos helyzetet felvenni (II. tábla, 2.).

A „fényes rogyási felületek” keletkezésének mechanizmusát úgy magyarázhatjuk, hogy a kiszáradással együtt járó repedések, még inkább a hajszálrepedések a következő átázás során szűrőként viselkednek, a vízzel együtt elsősorban a finom frakciót (agyagásványok) engedik át. A vízfelvétel közben a mátrixban lévő agyag megduzzad, míg a kvarc-szemcsék, mészkonkréciók, hajszálgyökök stb. nem, vagy csak kisebb mértékben. Az eddig hajszálrepedésekkel határolt, most már plasztikus egységek („domének”) igyekeznek teret nyerni, nyomják, gyúrák, kenik egymást, valamint az állandó vagy közel állandó méretű anyagokat, és vékony agyagfilmen csúsznak egymáson. Ezek az elmozdulások természetesen milliméterben vagy annak tört részében értendők. Az újbóli kiszáradáskor a „domének” ismét szétválnak, felületükön a száradó agyag filmmel. Ez a folyamat többször is megismétlődik biokémiai folyamatokkal bonyolítva.

A suvadási tükrök vagy fényes csúszási lapok és a vetősíkok keletkezése nagyságrendekkel nagyobb mozgással jár, és nagyobb közettömeget érint, mint a fent leírt folyamat. Nem kívánjuk részletezni létrejöttük okait és körülményeit, a szakirodalomban cikkek és tanulmányok tömege foglalkozik vele (pl. POLLARD—AYDIN 1988). Munkánkban csak néhány mikroszkopikus jelenségre szeretnénk felhívni a figyelmet.

A plasztikus állapotú agyagos kőzetek suvadása hatására létrejött fényes lapok — az egymáson elcsúszó kőzetek szemcseösszetételétől függően — jól-rosszul, párhuzamosan barázdáltak, a csúszási felület azonban általában még néhány cm-en belül sem sík, az elmozdulás irányával össze nem függő enyhe „hullámok”, „ráncok” alkotják. Finom anyagnál a barázdák szabad szemmel észrevétlenül is maradhatnak (II. tábla, 3.).

A már konszolidálódott, korai diagenézis állapotában lévő agyagos kőzetek tektonikus eredetű elmozdulása mikroszkóposan és jól elkülöníthető a suvadásoktól, mivel a viszonylag keményebb elmozduló felek egymáson határozottabb, mélyebb, legtöbbször szabad szemmel is jól látható rovátkákat karcolnak, és a vetőfelületek jobban közelítik a síkot (II. tábla, 4.). Az elmozdulás mechanizmusa azonban — mikroméreteken — vizsgálódásunk alapján azonosnak látszik. Lényegében a két mozgó test nem egyetlen mértani sík mentén csúszik el, még az általunk kiválasztott apró felületek esetében sem. A nyírófeszültség hatására a kaotikus vagy a réteglapokkal párhuzamos agyagásványok, ill. aggregátumok az elmozdulás síkja irányába rendeződnek (EGERER—NAMESÁNSZKY 1978), és a mozgás tulajdonképpen egy kb. 0,01—1 mm vastagságú sávban indul meg, az elcsúszó kártyacsomaghoz hasonlóan. Az anyag tehát szinte megfolyik, majd a töréstől-szakadástól kezdődően (plasztikusságának mértékétől függően) egy vagy néhány „kártyalapon”, pikkelyen siklik tovább (III. tábla, 1.). Az egyes pikkelyek, mint az a kiválasztott elmozdulási lapokon, de még inkább az „elmozdulási sávok” metszetén látszik, az elmozdulás irányában nagyjából egyenes tengelyűek, erre merőlegesen azonban meglehetősen hullámosak (III. tábla, 1—2.). Kísérletképpen az egyik mintán durván modelleztük az elnyíródást-elmozdulást, a keményre száradt mintát késsel elvágva is jól látszik az addig rendezetlen agyagásvány aggregátumok csúszási (elnyírási) irányba rendeződése, pikkelyeződése (III. tábla, 3.). Érdekességként megemlíthjük, hogy az egyik miocén minta vetősíkján az egyik barázda holtterében utólagos kaolinitkiválást tapasztaltunk.

A törmelékes kőzetek vízszintes metszeteit, réteglapjait, szövetét vizsgálva a fentiekkel ellentétben általában a homokos üledékek bizonyulnak érdekesebbnek. Az agyagok, agyagmárgák, aleuritós agyagok réteglapját egyenletesen borító agyagászvány (a röntgenvizsgálat alapján túlnyomórészt montmorillonit és illit) réteget (III. tábla, 4.) csak néhány szakítja meg ezek utólagos epitaxiális, autigén továbbnövekedése (IV. tábla, 1—2.), vagy más autigén ásvány (pl. VI. tábla, 4.). Ezzel szemben az aleuritokban, homokkövekben sokkal színesebb a kép, a szövetben jól elkülöníthetők a mátrix, a pórusterek, az allotigén és autigén ásványok (IV. tábla, 3—4.). Feltehetően az eltérő dimenziók miatt azonban még a szabad szemmel láthatóan igen jól rétegzett minták esetében sem figyelhető meg a törmelék irányítottsága a pásztázó elektronmikroszkópos képmezőben.

Autigén ásványok

A pásztázó elektronmikroszkópia kétségtelenül a más vizsgálatokkal gyakran nem is észlelhető diagenetikus képződésű, autigén ásványok vizsgálatában nyújtja a legtöbbet. Szerencsés esetekben egy képmezőben egy teljes paragenézis tanulmányozható. A nagyítás itt a különböző ásványok eltérő mérete miatt tág határok között változhat, általában 1000—10 000-szeres. 1 μm alatt alig van jól kristályosodott, meghatározható ásvány.

A gyakorisági sorrendet természetesen a szilikátok és azon belül az agyagászványok vezetik. A montmorillonit (\approx szmektit) és az illit, illetve kevert szerkezeteik morfológia alapján nehezen megkülönböztethetők, ezért itt — EDX-feltét nem lévén — a röntgendiffrakciós vizsgálatokra támaszkodtunk. A szmektit-illit autigén változatai általában egy korábbi, de feltehetően szintén diagenetikus bevonat-máz pikkelyes kinövéseiként fordulnak elő (II. tábla, 2., IV. tábla, 1—2.). A montmorillonit-illit késő diagenetikus átalakulása után természetesen az illit teljes egészében autigénnek tekinthető (III. tábla, 4., VI. tábla, 3.).

A szabad pórusterekben, de a cementálóanyagban is igen gyakori a kaolinit. Harmonikászerűen feltorlódtott pszeudohexagonális lemezei nem téveszthetők össze mással (IV. tábla, 3., V. tábla, 1.).

Jellegzetesen póruskitöltő ásvány a klorit, melynek megkülönböztető bélyege, hogy szintén pszeudohexagonális lemezei rozettaszerűen metszik egymást és közel merőlegesek a környező szemcsékre (V. tábla, 2.).

Az agyagászványoknál szólnunk kell azokról a kézi nagyítóval is jól látható, max. 0,1 mm-es pontszerű képződményekről, amelyek egyes agyagkőzetek elválási felszínein alakulnak ki. Ezek általában a felső-pannóniai összlet felső részében, a kiszáradó tóban, ill. lagúnában keletkező gyakran limonitos festődésű agyagmárgás aleulitok egyes réteglapjaiban, továbbá kiszáradt fúrási maganyagon fordulnak elő egyenletesen elszórtan (V. tábla, 3. fénykép). Közelebbről megtekintve egyértelművé válik, hogy a 2, 3, 4, 5 részre szétnyíló, duzzadó agyagászvány gömböcskék egykori kiszáradás termékei (V. tábla, 4.). Véletlen és indirekt bizonyíték erre az is, hogy balatoni holocén iszapok mérnökgeológiai célú vizsgálatakor, kemencében történt kiszáritása után, egyes minták felszínén hasonló jelenségeket észleltünk.

Szintén elterjedt autigén szilikátászványok a zeolitok. Más vizsgálatok nagyon ritkán jelzik, pedig oszlopos-tűs, sugarasan rendezett halmazai és magányos tűs kristályai majd minden tág pórustérben megfigyelhetők (VI. tábla, 1., 4.) A vizsgált mintákban a zeolitok közül csak a mordenitot tudtuk viszonylag biztosan elkülöníteni (VI. tábla, 1.) a kristály morfológiája alapján. Autigén (?) földpátot csak egy mintában lehet valószínűsíteni (VI. tábla, 2.).

A karbonátászványok között kalcittal — közismert gyakorisága ellenére — ritkán találkoztunk (VIII. tábla, 4.). A cementálóanyagok között is nyilvánvalóan szerepelnie kellett,

de jellegzetes morfológia hiányában ott nem tudtuk rögzíteni. A dolomitot karakterisztikus romboéderes alakja és más anyagvizsgálati adatok birtokában könnyebb volt azonosítani (VIII. tábla; 4.), de ezt gyakrabban cementanyagként (VI. tábla, 3.), vagy erősen diagenizált üledékekben, mikrofossziliák vázában figyelhettük meg (IX. tábla, 2.).

Az anoxikus pelites üledékek jellemző autigén ásványa a pirit. Legismertebb formája a gömbpirit (framboïd), mely 5–60 μm átmérőjű gömb alakú kristályaggregátum (VI. tábla, 4.). Ugyanazon porüstérben általában megtalálhatók a 0,2–2,0 μm -es, euhedrális pirit egykristályok is (VI. tábla, 4.). A piritek harmadik típusa az „equant” típusú, ezek határozott lapokkal és éllel határolt ikresedett kristályok (VII. tábla, 1.). Egy részük méreténél fogva (30 μm –3 cm) kiesik az elektronmikroszkópos vizsgálat köréből. A kristályformák az oktaéder, hexaéder, pentagondodekaéder és ezek kombinációi. Az üledékes pirit előfordulása közvetlen vagy közvetett, azaz látható vagy már nem tanulmányozható módon kapcsolódik a szerves anyaghoz, ill. az egykori élőlények aktivitásához. Így kiválhat szénült növényi maradvány törmeléken (IX. tábla, 1.), mikrofossziliák belső terében (IX. tábla, 3–4.), féregnyomokban stb; apró, szórt euhedrális kristályait megtalálhatjuk feloxidált teresztrikus agyagok szövetségében is. Mindezek részletes tárgyalását Hámor T. 1989-ben megjelent munkája tartalmazza:

Szintén pirithez kötődő, közvetve feltehetően azok mállásából származtatható táblás baritkristály-halmazokat találtunk a balassagyarmati oligocén slírben (VII. tábla, 2.).

Allotigén ásványok

Az allotigén ásványok nyilvánvaló túlsúlyuk ellenére nehezebben ismerhetők fel az elektronmikroszkópban. Egyik kivétel a kvarc, mely környezeténél jóval nagyobb termete és sajátos kristályalakja alapján könnyen azonosítható (VII. tábla, 3–4.). Élei, csúcsai legtöbbször koptatottak (VII. tábla, 3.), lapjain néha jellegzetes V alakú benyomatok láthatók (VII. tábla, 3.), de előfordulnak friss törési felületű, alig koptatott szemcsék is (VII. tábla, 4.). A V alakú benyomatok sokak szerint mechanikus megmunkáltságot bizonyítanak (KRINSLEY—DOORNKAMP 1973), mások szerint ezek a kristály maximális szimmetriájának megfelelő alakú egyszerű kioldódási, természetes étetési jegyek (SCHNEIDER 1970), melyeket esetleg kiválthat ütközés is.

A vizsgált képződményekben gyakran találkoztunk a csillámok vékony lemezeivel. A muszkovitot és a biotitot elektronmikroszkópban nem lehet megkülönböztetni egymástól (VIII. tábla, 1–3.). Különleges, aranyárgává fakult biotitot figyeltünk meg a Berhida 3. sz. fúrás Csákvári Formációjában (VIII. tábla, 2.), melynek lemezei 1200-szoros nagyításnál jól láthatóan átkristályosodtak. A kicsiny, romboéderes kristályok feltehetően chabazitok. A kloritcsillámok, mint már említettük, főként autigén kiválásokként fordultak elő.

A földpátokat és más gyakori kőzetalkotó allotigén ásványokat (pl. piroxének, amfibolok, gránátok) csak EDX-feltét segítségével határozhattuk volna meg biztonsággal.

Kötőanyagok

Mint ismeretes, a Pannón-medence harmad- és negyedidőszaki üledékes kőzeteiben a leggyakoribbak az agyagos, agyagos-meszes, agyagos-dolomitos, agyagos-kovás, kovás kötőanyagok. Ez a sorrend egyben a cementálóanyagok diagenetikus átalakulásának sorrendje is, és így érthető okokból a sor első tagjait figyelhettük meg leggyakrabban (pl. I. tábla, 1., IV. tábla, 2., VIII. tábla, 3., VI. tábla, 3.). A térségben ismertek más kötőanyagok is (pl. limonit, glaukonit, barit, hematit), de ezekkel munkánk során nem találkoztunk.

Szerves eredetű törmelék

A vizsgált molassz jellegű üledékes sorozatokban általánosan elterjedtek a szervesmaradványok. A többnyire azonosíthatatlan, de döntően növényi eredetű, gyakran csak lilásfekete elszíneződés formájában megőrződött, szénült, piritesedett maradványok és a kézi nagyítóval is látható Foraminifera, Ostracoda, Mollusca stb. vázak mellett különlegesen ritkák a néhány 10 μm átmérőjű plankton (?) szervezetek (IX. tábla, 2—4.) fossziliái. Ezek rétegtani célú azonosítása a törési felületeken természetesen nem lehetséges; de a szeparátumok vizsgálata mellett az elektronmikroszkópia információt adhat a szeparálásra alkalmatlan megtartású egyedekről (pl. IX. tábla, 2.) vagy a mikrofossziliák üledékekbe való beágyazódásáról. Meglepő volt például a IX. tábla, 3. képen látható lapos, „anizometrikus” Coccolith rétegzésre merőleges elhelyezkedése. Hasonlóan rétegzésre merőleges beágyazódású, élethelyzetű, cső alakú, belül üreges mikrofossziliát (Foraminifera?) találtunk a Szécsényi Formációban. Az élethelyzetben való megőrződést a hengerpalást mentén koncentrikusan feltorlódo agyagásvány lemezek is valószínűsíteni látszanak.

Munkánk során a csekély mintaszám nem tette lehetővé általános érvényű összefüggések kimutatását a Pannon-medence üledékes sorozatainak diagenézisére vonatkozóan, de a néhány apró megfigyelés, melyet felvázoltunk, némi támpontot adhat a későbbi szisztematikus kutatásoknak.

Végezetül köszönetünket fejezzük ki DR. JÁMBOR ÁRONNAK, aki kutatásainkat motiválta és mindvégig támogatta, TAKÁCS BARNABÁSNÉNAK az elektronmikroszkóp-felvételek készítéséért és RISCHÁK GÉZÁNAK lektori véleményében adott tanácsaiért, továbbá az Országos Tudományos Kutatási Alapnak, mely munkánkat anyagilag is segítette.

IRODALOM — REFERENCES

- BENNETT R. H.—HULBERT M. A.: 1986: Clay Microstructure. — Reidel Publ. C. O., Dordrecht.
- BORSY Z.—FÉLSZERFALVI J. et al. 1982: A jánoshalmi MÁFI alapfúrás homoküledékeinek elektronmikroszkópos vizsgálata. — Acta Geogr. Debrecen, 20.: 35—50.
- EGERER F.—NAMESÁNSZKY K. 1978: Agyagásványok rendeződése kvarter és pannon agyagok vetőtükrén. — Földt. Közl. 108: 227—230.
- FINE S. 1986: The diagenesis of the Lower Triassic Bunter Sandstone Formation, Onshore Denmark. — Geological Survey of Denmark, Copenhagen, Serie A. 15.
- HÁMOR T. 1989: Az üledékes pirit. — Egyetemi doktori dolgozat, NME Miskolc, kézirat.
- JÁMBOR Á. 1973: Az agyagos kőzetek fáciesének meghatározása. — Földt. Közl. 103.: 345—354.
- KRINSLEY D. H.—DOORNKAMP J. C. 1973: Atlas of quartz sand surface textures. — Cambridge University Press, London, 91.
- LEVENTHAL J. S.—SHAW V. E. 1980: Organic matter in Appalachian Devonian Black Shale: Comparison of techniques to measure organic carbon, II. Short range organic content variations. — Journ. Sed. Pet. 50.: 77—81.
- MOLNÁR B.—FÉNYES J.—KUTI L.—NOVOSZÁTH L. 1988: A hagyományos és a pásztázó elektronmikroszkópos szemcsealak-vizsgálati módszerek eredményeinek összehasonlítása. — Földt. Közl. 118.: 27—48.
- MOON C. F.—HURST C. W. 1984: Fabric of muds and shales: an overview. In “Fine Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies” (Eds.: Stow, D. A. V.—Piper, D. J. W.), Geological Society Special Publication, 15.: 579—594.
- POLLARD D. D.—AYDIN A. 1988: Progress in understanding jointing over the past century. — Geol. Soc. Am. Bull. 100.: 1181—1204.
- RISCHÁK G. 1987: Laza üledékek pásztázó elektronmikroszkópos morfológiai vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1985-ről.: 499—523.

- SCHNEIDER H. E. 1970: Problems of quartz grain morphoscopy. — *Sedimentology*, 14.: 325—335.
- SZÁNTÓ F. 1971: Az üledécsről. In *Az üledékes petrológia újabb eredményei*: 197—202. — Budapest.
- VICZIÁN T. 1971: Agyagásványok diagenézise. In *Az üledékes petrológia újabb eredményei*: 249—282. — Budapest.
- WELTON J. E. 1984: SEM Petrology Atlas. — *The American Association of Petroleum Geologists*; Tulsa, 237.

A SCANNING ELECTRON MICROSCOPICAL STUDY OF SOME DETRITAL SEDIMENTARY ROCKS

by

T. HÁMOR—L. KOVÁCS

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC: 552.51:620.187

Key-words: SEM data, clastic sediments, sedimentary petrology, sedimentary structures, diagenesis, Hungary

The aim of this paper is to give a brief description, without setting up a claim for completeness, of the electron microscopical features of mostly finegrained detrital Neogene sedimentary rocks collected by the Department of Hydrocarbon Geology of the Hungarian Geological Institute.

All samples tested, without exception, were taken from deep cored boreholes shown in Fig. 1. The collection of 89 samples (table) covers a time interval ranging from the Oligocene to the Pleistocene. From a lithological point of view, almost every rock type of a clay—sand succession is involved but dolomite and calcareous marl have also been studied.

The examinations were carried out in the laboratory of the Hungarian Geological Institute, using a SEM Model JEOL JSM 35.

The displacement surfaces frequently observed in argillaceous rocks have been separately dealt with recording three types which can be distinguished. They are as follows:

- “bright collapse surfaces”
- “slump surfaces or bright slump polish” and
- “fault planes”.

The so-called bright collapse surfaces were developed in argillaceous rocks showing uneven or “granular” cleavage, on the surface of “grains” with size of 2 to 10 mm, derivable from a complex biochemical effect of water saturation, desiccation and soil development (Á. JÁMBOR, 1973).

Based upon the analyses we have carried out their mechanism of genetics is complement to the effect that desiccation cracks and haircracks are acting as a filter during the saturation by water, letting mainly the fine fraction (clay minerals) pass through together with water. During water absorption the clay minerals of the matrix become swollen and the units (“domains”) delimited by haircracks and becoming plastic tend to gain space by pushing and pugging one another and sliding on a thin clay film formed between them.

After desiccation they become separated again, with the clay film drying out on their surface. The above-described process, complicated by biochemical processes, is repeated several times.

The development of slickensides or fault planes is in connection with displacement which is greater by several orders of magnitude. Their origin have not been dealt with. There are only a few microscopic phenomena to pay attention to. As for the argillaceous rocks of early diagenetic conditions, the tectonic displacements can be distinguished from the slumps by the striae left behind, if the rocks on both sides of the fault are harder. However, the movement mechanism seems to be identical in microsizes. Practically, the seven bodies involved in motion do not slide along a single geometrical plane but displacement starts, in response to shearing tensions, in a band approx. 0.01 to 1 mm thick, as with a card-pack with the cards sliding on one another. So the material almost starts "flowing" and, from the rupture or breaking on, it continues sliding on one or a few "cards" or imbricated pieces.

When studying the fabrics of detrital sedimentary rocks, the matrix, the pore spaces and the allothigenous and authigenic minerals are easier distinguishable in silts or sandstones than in clays. Of the allothigenous and authigenic minerals the clay minerals are the most frequent ones. The authigenic variants of smectite—illite are encountered in the samples as the imbricated protuberances of a former but presumably also diagenetic coating. After the late diagenetic transformation of montmorillonite—illite the illite can be considered, of course, to be completely authigenic.

In the free pore spaces but also in the cement the pseudohexagonal laminae of kaolinite accumulated in accordion-like arrangement are rather frequent in the cement.

A characteristic pore-filling mineral is represented by chlorite for which it is a diagnostic mark that its pseudo-hexagonal laminae intersect one another thus forming a rosette-like arrangement, and that are nearly perpendicular to the adjacent grains.

In the upper part of the Upper Pannonian minor, swollen clay mineral spheres with size of 0.1 mm and opening up, into 2, 3, 4, or 5 parts are observed on the bedding planes or joint surfaces of claymarl developed in a lake or lagoon drying out. These spheres are considered as products of the one-time desiccation.

Zeolites are also widespread authigenic silicate minerals. They are only rarely detected by other examinations, although their columnar, acicular, radially arranged or solitary acicular crystals can be observed almost in every wide pore space.

The rhombohedral crystals of authigenic dolomite were observed, in most cases, as cement or as embedded in the skeleton of microfossils.

Pyrite is the typical authigenic mineral of anoxic pelitic deposits. As for spherical pyrite, its crystal aggregates (framboid), euhedral monocrystals and "equant"-type twinned crystals confined by definite faces and edge have been examined. Their occurrence is either directly or indirectly connected with organic matter of zoic or vegetal origin and with the activity of microorganisms.

In the Oligocene schlier aggregates of tabular baryte crystals, presumably derivable from the weathering of pyrites been encountered.

Despite their apparent dominance, the allothigenous minerals are more difficult to recognize by SEM. The only exception is represented by quartz whose rounded grains with fresh fracture surface have been frequently observed.

Thin mica laminae have been frequently encountered in the formations studied. SEM analysis has not allowed us to distinguish muscovite and biotite.

Feldspars, pyroxenes, amphiboles and garnets which are otherwise frequent could not be safely identified owing to the absence of an EDX accessory.

In the Tertiary and Quaternary sedimentary rocks of the Pannonian Basin argillaceous, argillaceous—calcareous, argillaceous—dolomitic, argillaceous—siliceous and siliceous cements are most frequent ones. This sequence is, at the same time, the sequence corresponding to the process of the diagenetic transformation of cements, thus it is obvious that the first members of the series have been observed most frequently.

Organic remains and microfossils are generally widespread in a part of the material sampled and studied. Although they cannot be precisely identified on the fracture surfaces for stratigraphic purposes, however, some valuable information can be obtained on individuals unsuitable for separation because of their state of preservation, as well as on the mode of their embedding in the deposit.

I. tábla — Plate I

1. Kaotikus szövetű agyagos homokos aleurolit. Az irányítatlan illit-lemezekből álló mátrixban jól megkülönböztethetők az allotigén törmelékszemcsék, főként kvarcok. Rétegzésre merőleges metszet. Iharosberény I. sz. fúrás; 1777,6 m; középső-miocén (Tekeresi Formáció), agyagos, homokos aleurolit. — Argillaceous sandy siltstone of chaotic texture. Allotigenic detrital grains, mainly various sorts of quartz, are well distinguishable in the matrix consisting of unoriented illite laminae. A section normal to bedding. Borehole Iharosberény, 1777.6 m, Middle Miocene (Tekeres Formation); argillaceous, sandy siltstone

N = 900 ×

2. Agyagásvány flokkulum (anyaga feltehetően szmektit/illit). Iharosberény I. sz. fúrás 444,1 m, felső-pannóniai (Tihanyi Formáció), agyagmárgás aleurit. — Clay mineral flocculus (its material consists presumably of smectite and illite) Borehole Iharosberény I. 444.1 m, Upper Pannonian (Tihany Formation) argillaceous—calcareous silt

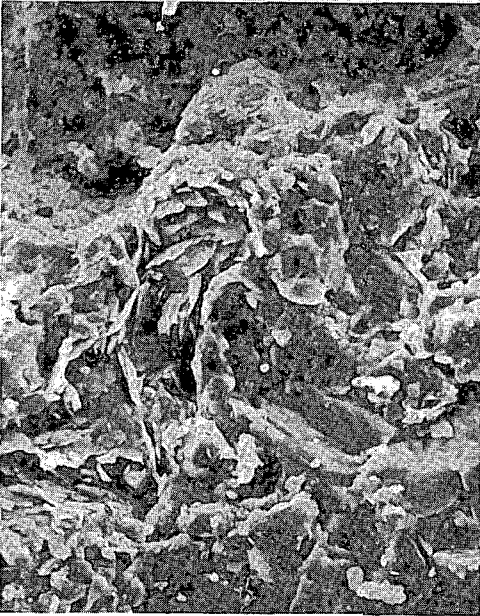
N = 2000 ×

3. Coccolithokban dús, laminált aleuritós agyag. Rétegzésre merőleges metszet. Cserépvár-alja I. sz. fúrás; 320,0 m; oligocén (Tardi Formáció), aleuritós agyag. — Laminated silty clay rich in coccolith. A section normal to bedding. Borehole Cserépvár-alja I, 320.0 m, Oligocene (Tard Formation) silty clay

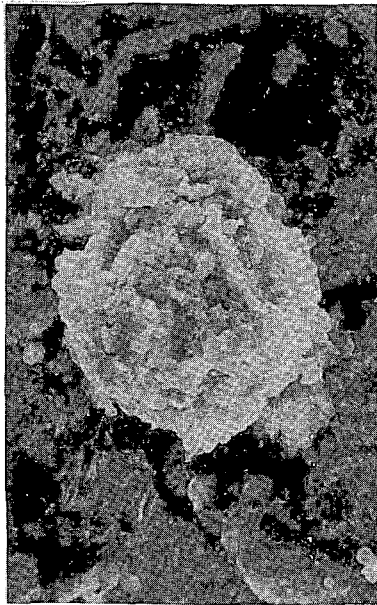
N = 1000 ×

4. „Fényes rogyási felületek” egykori száradási repedések mentén, a fénykép síkjában és arra merőlegesen. Szembetűnő a szabad szemmel fényesnek látszó szmektit-illit máz. Villány 8. sz. fúrás, 25,5 m, középső-pleisztocén, agyagos aleurit. — “Bright collapse surfaces” along one-time desiccation cracks, in the plane of the photo and normal to it. The smectite-illite coating seeming to be bright to the naked eye is striking. Borehole Villány 8. 25.5 m, Middle Pleistocene; clayey silt

N = 500 ×



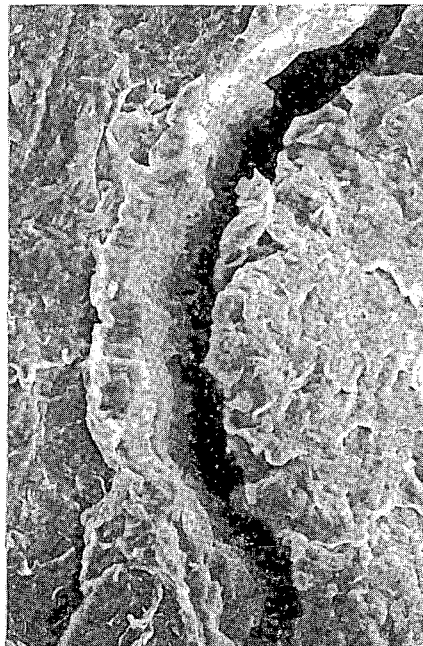
1



2



3



4

II. tábla — Plate II

1. Elmozdulásra utaló, irányított helyzetű apró felületi egyenetlenségek „fényes rogyási felületen”. Villány 8. sz. fúrás; 70,2 m; alsó-pleisztocén; aleuritós agyag. — Minor oriented superficial unevennesses pointing to displacement, observed on “bright collapse surface”. Borehole Villány 8.; 70.2 m; Lower Pleistocene silty clay

N=1000 ×

2. A „fényes rogyási felület” agyagásvány máza alatt a kőzetalkotók a felülettel párhuzamosan helyezkednek el. Villány 8. sz. fúrás; 52,5 m; alsó-pleisztocén; homokos agyag. — Rock-forming constituents arranged parallel with the surface beneath the clay mineral coating of the “bright collapse surface”. Borehole Villány 8.; 52.5 m; Lower Pleistocene; sandy clay

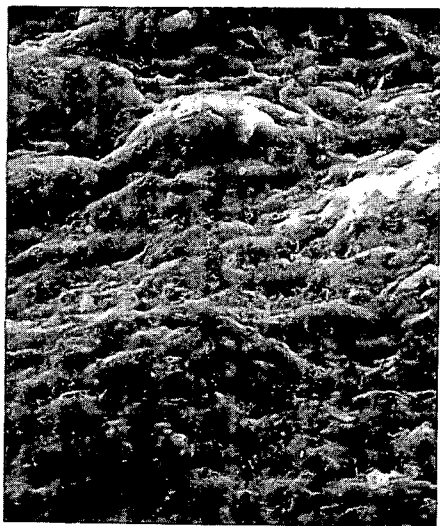
N=1000 ×

3. Szabad szemmel nem látható párhuzamos barázdák suvadási tükrön. Szár 94. sz. fúrás; 42 m; bádeni (?); aleuritós agyag. — Parallel grooves, invisible to the naked eye, on a slumping surface. Borehole Szár 94. 42 m; (?) Badenian; silty clay

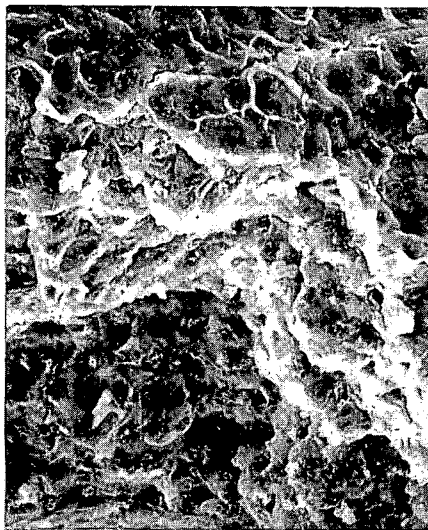
N=1000 ×

4. Szabad szemmel is jól látható párhuzamos karcok vetőfelületen. Iharosberény I. sz. fúrás, 1419,7 m, kárpáti (Fóti Formáció), agyagos aleurit. — Parallel slickensides well visible even to the naked eye on a fault surface. Borehole Iharosberény I., 1419.7 m, Karpatian (Fót Formation), clayey siltstone

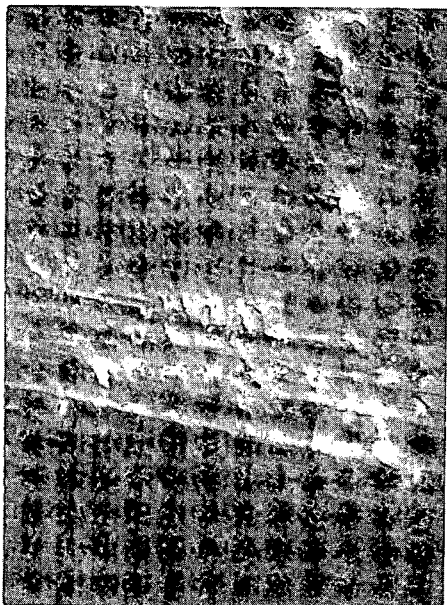
N=50 ×



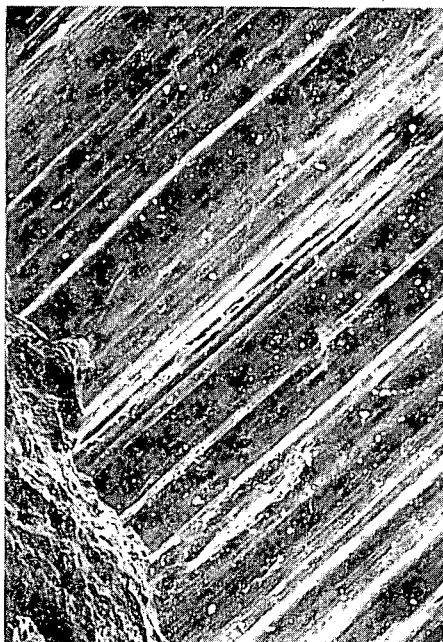
1



2



3



4

III. tábla — Plate III

1. Párhuzamosan barázdált suvadási tükör és metszete. Az elmozdulási sáv (kb. 0,04 mm vastagságú) a mozgás irányában nagyjából párhuzamos tengelyű „pikkelyekből” áll. Iharosberény I. sz. fúrás; 166,8 m; felső-pannóniai (Tihanyi Formáció); aleuritós agyag. — Slump surface with parallel grooves, and its section. The displacement zone (with a thickness of approx 0.04 m) consists of “imbricated constituents” with axis subparallel with the direction of displacement. Borehole Iharosberény I; 166.8 m; Upper Pannonian (Tihany Formation); silty clay

N=500 ×

2. Párhuzamosan barázdált vetőfelület és metszete. Az elmozdulási sávot a mozgás irányára merőleges metszetben hullámosan rendeződő „pikkelyek” építik fel. Iharosberény I. sz. fúrás; 1419,7 m; kárpáti (Fóti Formáció); agyagos aleurolit. — Fault surface with parallel grooves, and its section. The displacement zone consists of “imbricated constituents” of undulatory arrangement in the section normal to the direction of the displacement. Borehole Iharosberény I; 1419.7 m; Karpatian (Fót Formation); clayey siltstone

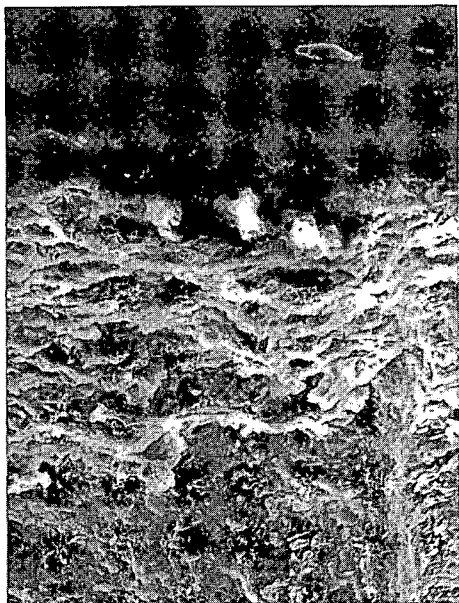
N=650 ×

3. Mesterséges „vetőfelület”. A késsel elvágott minta vágási felületén jól látszanak a markáns párhuzamos barázdák. Az agyagásvány aggregátumok az elmozdulás irányába pikkelyeződnek. Tótszerdahely 1. sz. fúrás, 99 m, felső-pannóniai (Toronyi Lignite Formáció), aleuritós agyag. — Artificial “fault surface”. The sharp parallel grooves are well visible on the cutting surface of the sample cut by a knife. Clay mineral aggregates are imbricated in the direction of displacement. Borehole Tótszerdahely 1, 99 m; Upper Pannonian (Torony Lignite Formation), silty clay

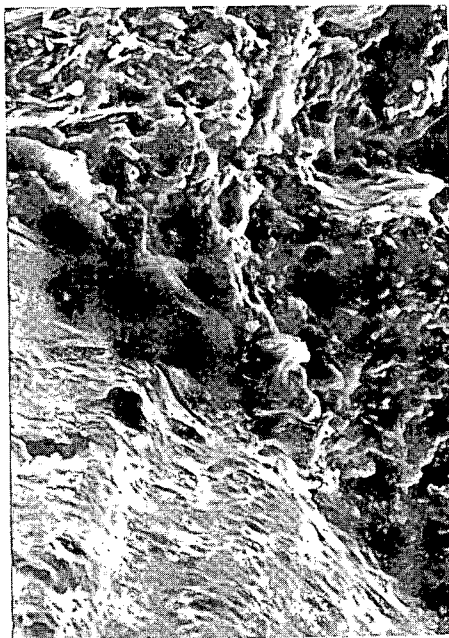
N=1000 ×

4. Lemezes-kagylós elválású, vízszintesen rétegzett aleuritós agyag réteglapja közelképen. A réteglaprészletet egyenletesen borítják az illit lemezek. Tiszapalkonya I. sz. fúrás; 1406,3 m, felső-pannóniai (Bükkaljai Formáció), aleuritós agyag. — A close-up shot showing the bedding plane of a silty clay bed with horizontal lamination and splintery-conchoidal fracture. The detail of bedding plane is evenly covered by the illite laminae. Borehole Tiszapalkonya I; 1406.3 m, Upper Pannonian (Bükkalja Formation), silty clay

N=2000 ×



1



2



3



4

IV. tábla — Plate IV

1. Autigén, diagenetikus illit (esetleg szmektit) filamentumok fényes rogyási felületen. Szár 103. sz. fúrás, 59,6 m, miocén (bádeni?); agyagmárga. — Authigenic, diagenetic illite (or possibly smectite) filaments on bright collapse surface. Borehole Szár 103; 59.6 m; Miocene (Badenian?); claymarl

N = 1000 ×

2. Illit vagy szmektit lemezek rozettaszerű, autigén felpikkelyeződései diagenetikus eredetű rogyási felületen. Szár 94. sz. fúrás, 42,0 m, miocén (bádeni), aleuritos agyag. — Rosette-like authigenic imbrications of illite or smectite laminae on a collapse surface of diagenetic origin. Borehole Szár 94, 42.0 m; Miocene (Badenian), silty clay

N = 1000 ×

3. Homokkő jellegzetes elektronmikroszkópi képe. A finomabb szemcséjű agyagos alapanyagban durvább allotigén ásványok (főként kvarcok), autigén klorit és más, azonosíthatatlan autigén ásványok. Iharosberény I. sz. fúrás, 1777,6 m, középső-miocén (Tekeresi Formáció), aleuritos homokkő. — A typical SEM image of sandstone. Coarser allothigenous minerals (mainly quartz), authigenic chlorite and other unidentified authigenic minerals in the finer-grained clayey matrix. Borehole Iharosberény I, 1777.6 m, Middle Miocene (Tekeres Formation), silty sandstone

N = 800 ×

4. A többnyire ikresedett pirit oktaéderek halmazán egy azonosíthatatlan, szintén autigén, tetragonális rendszerben kristályosodott ásvány. Iharosberény I. sz. fúrás, 1777,6 m, középső-miocén (Tekeresi Formáció), aleuritos homokkő. — An unidentified, also authigenic mineral crystallized in tetragonal system found on a set of mainly twinned pyrite octahedrons. Borehole Iharosberény I, 1777.6 m, Middle Miocene (Tekeres Formation), silty sandstone

N = 1500 ×



1



2



3



4

V. tábla — Plate V

1. Harmonikaszzerűen feltorlódott autigén, pszeudohexagonális kaolinit lemezek csúszási sík metszetén. Iharosberény I. sz. fúrás, 1419,7 m, középső-miocén (Fóti Formáció), agyagos aleurolit. — Authigenic pseudo-hexagonal kaolinite laminae accumulated in accordion-like arrangement on a slip surface showed in section. Borehole Iharosberény I, 1419.7 m, Middle Miocene (Fót Formation), clayey siltstone

N = 1500 ×

2. Autigén klorit benőtt kristályai agyagos aleurit pórustérben. A klorit pszeudohexagonális lemezei egymással szöget bezárva rozettaszerű halmazt alkotnak. Iharosberény I. sz. fúrás, 1320,5 m, alsó-pannóniai (Tófeji Formáció), agyagos aleurit. — Ingrown crystals of authigenic chlorite in clayey silt pore space. The pseudo-hexagonal laminae of chlorite, at some angle to one another, form a rosette-like set. Borehole Iharosberény I, 1320.5 m, Lower Pannonian (Tófej Formation), clayey silt

N = 3000 ×

3. Tizedmilliméteres átmérőjű, izometrikus „ripacsok” lemezesen rétegzett agyagmárgás aleurit réteglapján. Iharosberény I. sz. fúrás, 63,6 m, felső-pannóniai (Hansági Formáció), agyagmárgás aleurit. — Isometric “pock-marks” with a diameter of tenths of millimetres on the bedding plane of laminated argillaceous-calcareous. Borehole Iharosberény I, 63.6 m, Upper Pannonian (Hanság Formation), claymarly silt.

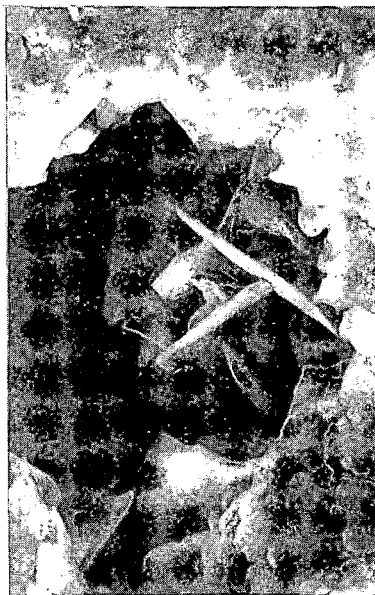
N = 80 ×

4. Három részre szétnyíló agyagásvány „ripacs”. Az előző kép részlete kinagyítva. — Clay mineral “pock-mark” opening up into three parts. A detail of the previous photo magnified

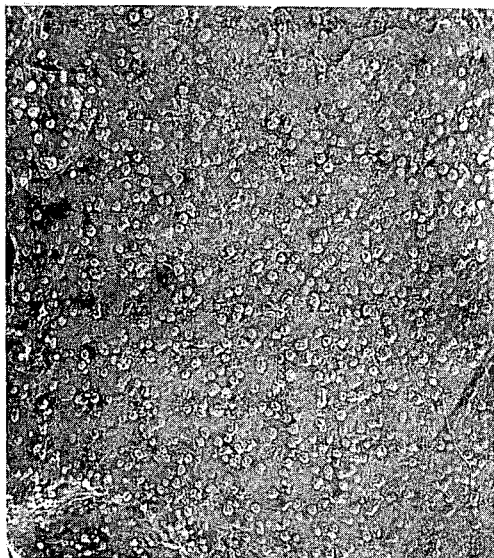
N = 800 ×



1



3



2



4

VI. tábla — Plate VI

1. Zeolit (mordenit?) kristályok sugaras-tűs halmazai gumós elválású agyagos aleurit szabad pórusterében. Iharosberény I. sz. fúrás, 1375,0 m, alsó-pannóniai (Tófeji Formáció), agyagos aleurit. — Radiated-acicular aggregate of zeolite (mordenite?) crystals in the free pore space of nodular, clayey silt. Borehole Iharosberény I, 1375.0 m, Lower Pannonian (Tófej Formation), clayey silt

H = 2600 ×

2. Oszlopos-táblás földpát dolomitos márgában. Szombathely II. sz. fúrás, 915,8 m, felső-pannóniai (Tihanyi Formáció). — Columnar—tabular feldspar in dolomitic marl. Borehole Szombathely II, 915.8 m, Upper Pannonian (Tihany Formation)

N = 2000 ×

3. Autigén, ikresedett dolomit romboéderek agyagos illiten. Iharosberény I. sz. fúrás, 1655,9 m, középső-miocén (Tekeresi Formáció), agyagos aleurolit. — Authigenic twinned dolomite rombohedrons in clayey illite. Borehole Iharosberény I, 1655.9 m, Middle Miocene (Tekeres Formation); clayey siltstone

N = 500 ×

4. Pirit framboid euhedrális pirit egykristályok halmazán. A mellette látható tűs-táblás kristálycsoport zeolit. A piritek oktaéder és hexaéder kombinációk. Tiszapalkonya I. sz. fúrás, 1458,6 m, felső-pannóniai (Bükkaljai Formáció). — Pyrite framboid on aggregate of euhedral pyrite monocrystals. The acicular-tabular group of crystals, visible next to it, is zeolite. Pyrites are the combinations of octahedron and hexahedron. Borehole Tiszapalkonya I; 1458.6 m; Upper Pannonian (Bükkaljai Formation)

N = 1200 ×



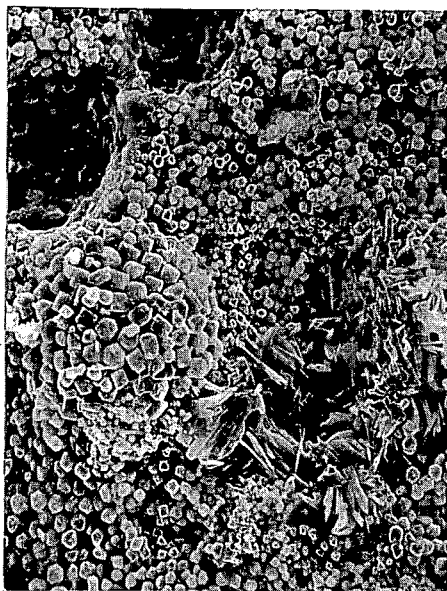
1



2



3



4

VII. tábla — Plate VII

1. „Piritrózsa”. Egy centrumból növvő, ikresedett pirit oktaéderek halmaza. Az oktaéderek csúcsát apró kockalapok tompítják. Equant típus. Iharosberény I. sz. fúrás, 54,1 m, felső-pannóniai (Hansági Formáció). — “A rose of pyrites”. An aggregate of twinned pyrite octahedrons growing from a centre. Peaks of octahedrons are blunted by small cubic faces. Equant type. Borehole Iharosberény I, 54.1 m, Upper Pannonian (Hanság Formation)

N=390 ×

2. Táblás barit (?) kristályok halmaza, mellette euhedrális pirit oktaéderek. Balassagyarmat 5. sz. fúrás, 505,0 m; felső-oligocén (Szécsényi Formáció), agyagos aleurit. — A set of tabular baryte (?) crystals, with euhedral pyrite octahedrons close to them. Borehole Balassagyarmat 5, 505.0 m, Upper Oligocene (Szécsény Formation), sandy, clayey silt

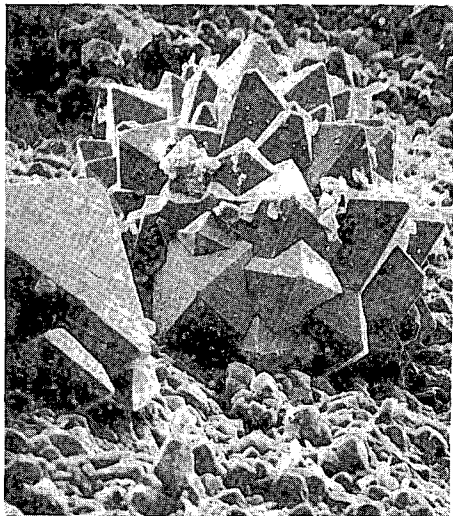
N=1000 ×

3. Sarkain és élein koptatott allotigén kvarcsemcse. Az egyik lapon jellegzetes V alakú étetési jegyek láthatók. Kora diagenetikus, függőleges repedés felülete. Berhida 3. sz. fúrás; 150,0 m; felső-pannóniai (Somlói Formáció); aleuritós agyagmárga. — An allothigenous quartz grain rounded at its corners and on its edges. On one face typical marks of etching are visible. The surface of an early diagenetic, vertical crack. Borehole Berhida 3, 150.0 m, Upper Pannonian (Somló Formation), silty claymarl

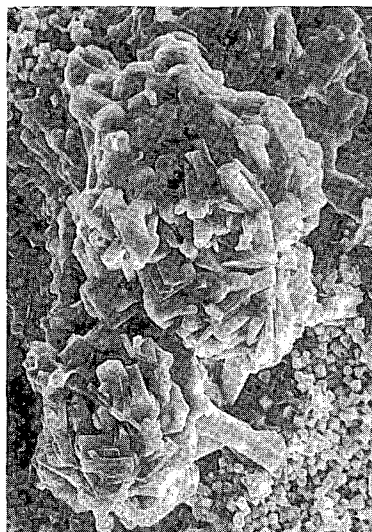
N=1600 ×

4. Friss, kagylós-szilánkos törésű, alig koptatott kvarcsemcse aleuritós agyagban. Villány 8. sz. fúrás, 52,5 m, alsó-pleisztocén, homokos, aleuritós agyag. — Fresh, hardly rounded quartz grain of spilitery-conchoidal fracture, in silty clay. Borehole Villány 8, 52.5 m, Lower Pleistocene, sandy, silty clay

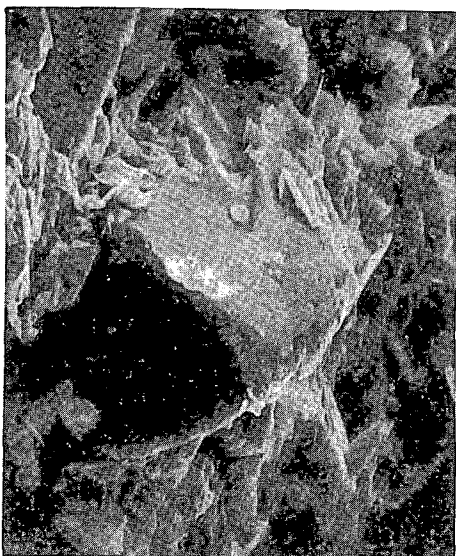
N=500 ×



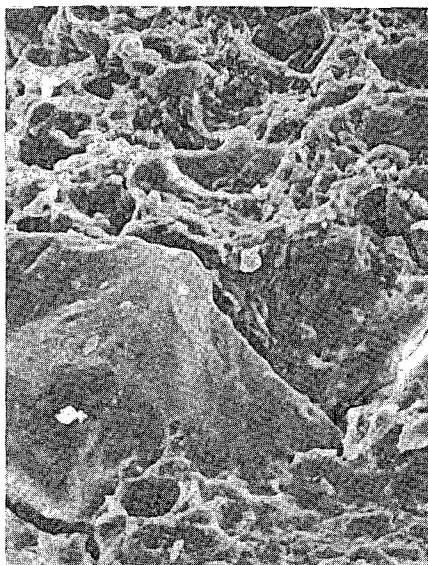
1



2



3



4

VIII. tábla — Plate VIII

1. Biotit csillám. Iharosberény I. sz. fúrás, 1419,7 m, középső-miocén (Fóti Formáció), agyagos aleurolit. — Biotite mica. Borehole Iharosberény I, 1419.7 m, Middle Miocene (Fót Formation), clayey siltstone

N=500 ×

2. Aranysárgává fakult, rétegzésre merőlegesen beágyazott biotitok. A biotit lemezek jól láthatóan teljesen átkristályosodtak chabazit romboéderekkel (?). Berhida 3. sz. fúrás, 187,2 m, alsó-pannóniai (Csákvári Formáció), agyagos aleurolit. — Biotites faded to golden yellow and embedded normal to bedding. Biotite laminae are, as clearly visible, completely recrystallized with chabasite rhombohedrons (?). Borehole Berhida 3, 187.2 m, Lower Pannonian (Csákvár Formation), clayey siltstone

N=1200 ×

3. Rétegzésre merőlegesen beágyazódott muszkovit agyagos aleuritban. Iharosberény I. sz. fúrás, 63,0 m, felső-pannóniai (Hansági Formáció). — Muscovite embedded in a position normal to bedding, in clayey siltstone. Borehole Iharosberény I, 63.0 m, Upper Pannonian (Hanság Formation)

N=1500 ×

4. Kalcitkristályok (kép jobb felső sarkán körrel jelölve) és romboéderes dolomitikrek (kép bal alsó széle) dolomitos márga kőzetben. Duka II. sz. fúrás, 73,1 m, felső-pannóniai (Tihanyi Formáció), dolomitos márga. — Calcite crystals (top right, indicated by circles) and rhombohedral dolomite twins (bottom left edge of the photo) in dolomitic marl. Borehole Duka II, 73.1 m, Upper Pannonian (Tihany Formation), dolomitic marl

N=2000 ×



2

1



4



3

IX. tábla — Plate IX

1. Gömbpiritek és euhedrális piritek xilit-törmeléken. Berhida 3. sz. fúrás, 441,3 m, bádén (Hidasi Formáció). — Spherical pyrites and euhedral pyrites on xylith detritus. Borehole Berhida 3, 441.3 m, Badenian (Hidas Formation)

N=500 ×

2. Nannonplankton kioldódott, ill. átkristályosodott maradványa agyag alapanyagban. A kitöltés feltehetően dolomit (a képen körrel jelölve). Balassagyarmat 5. sz. fúrás, 505,0 m, felső-oligocén (Szécsényi Formáció). — Dissolved or recrystallized nannoplanktonic remains in a matrix of clay. The filling material is presumed to be dolomite (denoted by circle in the photo). Borehole Balassagyarmat 5, 505.0 m, Upper Oligocene (Szécsény Formation)

N=4700 ×

3. A Coccolith mellett autigén pirit és szmektit-illit lemezek. Rétegzésre merőleges metszet! Berhida 3. sz. fúrás, 178,7 m, alsó-pannóniai (Csákvári Formáció), agyagmárgás aleurolit. — Authigenous pyrite and smectite-illite laminae close to the coccolith. A section normal to bedding! Borehole Berhida 3; 178.7 m; Lower Pannonian (Csákvár Formation); argillaceous-calcareous siltstone

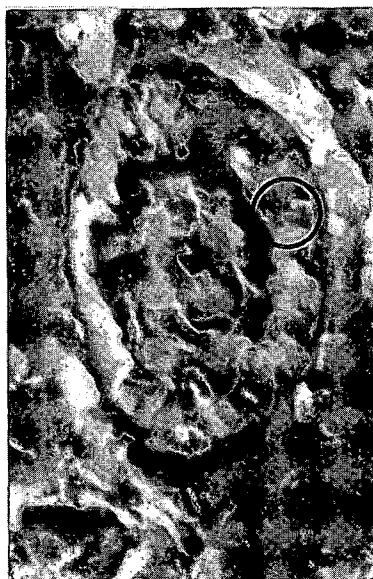
N=2200 ×

4. Rétegzésre merőleges helyzetű, elnyúlt, cső alakú, kör keresztmetszetű Foraminifera (?) váz vízszintes metszete. A váz karbonát anyagú, a belső üreget pirit oktaéderek töltik ki. Az élethelyzetben való megőrződést a hengerpalást mentén koncentrikusan feltorlódo agyagásvány lemezek is valószínűsíteni látszanak. Balassagyarmat 5. sz. fúrás, 505,0 m, felső-oligocén (Szécsényi Formáció), homokos, agyagos aleurolit. — A horizontal section of a normal-to-bedding situated, elongated, tubular (?) foraminiferal test with circular cross section. The test consists of carbonate whereas the internal cavity is filled with pyrite octahedrons. Its preservation in life position can be presumed upon the testimony of clay mineral laminae concentrically accumulated along the cylinder jacket. Borehole Balassagyarmat 5; 505.0 m, Upper Oligocene (Szécsény Formation); sandy, clayey siltstone

N=1200 ×



1



2



3



4

SZÁMÍTÓGÉPES PROGRAM AGYAGÁSVÁNY-KEVERÉKEK MENNYISÉGI MEGHATÁROZÁSÁRA

FÖLDVÁRI MÁRIA—ROZS MAGDOLNA

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 552.52:543.226:519.68

T á r g y s z a v a k : agyagásványok, ásványos összetétel, mennyiségi elemzés, termogravimetriai elemzés, számítógépes program

A természetben leggyakrabban előforduló kaolinit, montmorillonit, illit és klorit agyagásványok együttes előfordulása esetére termogravimetriásan végezhető mennyiségi meghatározásra dolgoztak ki szerzők Commodore 64 személyi számítógépre programot. Ismertetik a számítás elvi alapját, és megadják azokat a hibalehetőségeket, melyek a programban alapul vett ideálistól való eltérésekből származnak.

Az agyagásványok minőségi és mennyiségi meghatározása méretük és szerkezeti tulajdonságaik változékonysága miatt általában csak műszeres eljárásokkal lehetséges, melyek közül a legelterjedtebb a röntgendiffrakció és a termoanalízis. Mindkét módszer alkalmazásakor igen sok problémával kell megküzdenünk. Jelen tanulmányunkban egy, a termoanalitikai vizsgálat során jelentkező nehézségek áthidalására alkalmas számítógépes eljárást mutatunk be a közetalkotóként leggyakrabban előforduló agyagásványok keverékeinek esetére (FÖLDVÁRI—FARKAS 1985, FÖLDVÁRI 1986, VICZIÁN 1986).

Az agyagásványok termoanalitikai mennyiségi meghatározásának szempontjai

Az agyagásványok mennyiségi meghatározására alkalmas tömegvesztéssel járó termikus reakciói két hőmérséklet-tartományban jelentkeznek. 300 °C alatt az adszorpciós erővel a felületen kötött, ill. rétegek közötti térben jelen lévő víztartalom távozik el, míg 450—800 °C tartományban következik be az agyagásványok szerkezetének oktaéderes rétegeihez kapcsolódó OH-csoportoknak, kloritok esetében pedig a „brucitiszerű réteg” OH-csoportjainak is a vízkénti eltávózása. Ideális esetben a leggyakoribb agyagásványok reakciói az 1. táblázat szerint alakulnak.

Az ideálistól az alábbi eltérések adódhatnak:

- a kaolinit fireclaynek nevezett (kaolinit-Md) változatában molekuláris víztartalom is jelen van. Ennek mennyisége a tapasztalat szerint általában 0—2,5%, max. 4,8%;
- a hallosit politípus víztartalma azonos az OH-tartalommal (kb. 12%);

1. táblázat — Table 1

Ásvány	H ₂ O-tartalom (%)	OH-tartalom (%)
kaolinit	—	14,0 (400–600 °C)
montmorillonit átl.	15	kb. 4,2 (700 °C)
illit	4	kb. 4,5 (kb. 550 °C)
klorit	—	átl. 11,0 (500–800 °C)

— a montmorillonit H₂O-tartalma 6–20 % között ingadozhat, a Na-montmorillonitokban általában valamivel alacsonyabb, mint a Ca-montmorillonitokban. A dehidroxilációs hőmérséklete csak ritka, ideális esetekben (leginkább vulkáni eredetű montmorillonitoknál) 700 °C. Nagyon gyakori a termoanalitikai szakirodalom által anomálisnak nevezett montmorillonit, melynek dehidroxilációs hőmérsékleti maximuma 550 °C. A leggyakrabban azonban két, egymástól nem teljesen elkülönülő OH-vesztési reakcióval találkozunk 500–700 °C között. Az oktaéderez pozíciókban történő helyettesítés jelentősen befolyásolhatja a dehidroxiláció hőmérsékletét (nontronit: 450 °C, beidellit 800 °C);

— az illit esetében a különféle hidrocsillám-változatok okozhatnak az ideálistól való eltérést. A hidromuszkovit, fengit, szericit stb. névvel illetett változatok víztartalma alacsonyabb, dehidroxilációs hőmérséklete magasabb a fenti táblázatban jelzettnél;

— a kloritok esetében általában nem kell víztartalommal számolnunk, a dehidroxilációs lépcsők száma, hőmérséklete és az ennek során eltávozó víz mennyisége azonban függ a klorit összetételétől, kristályosodottságától és genetikájától.

Az eddigiekből kitűnik, hogy tömegváltozással nem járó további, esetenként jellegzetes endoterm, ill. exoterm reakciók ellenére sem mindig egyszerű feladat a mintában jelen lévő agyagásványok azonosítása, és még nehezebb mennyiségi meghatározásuk. Amennyiben a mennyiségi meghatározást egyetlen reakcióból végezzük el, az alábbi hibalehetőségekkel kell számolnunk egy ásvány esetében is:

1. az agyagásványok viszonylag alacsony OH-tartalma miatt a kis tömegvesztés mérési hibája a magas sztöchiometriai faktorról (7–23) való szorzás során megsokszorozódik;

2. lehetséges helyettesítések következtében ismeretlenek a pontos sztöchiometriai viszonyok;

3. a víztartalom a fent leírtak szerint erősen változó.

Az említett problémák okozta elemzési hibák csökkentése céljából, csak montmorillonit agyagásványt tartalmazó minta mennyiségi meghatározására, valamint keverékekben az agyagásványok egymás melletti mennyiségi meghatározására a két reakció tömegvesztésének kombinálásából indulunk ki.

Montmorillonit esetében a legpontosabbnak az az eljárás mutatkozik, amikor a vízmentes montmorillonit-képlet OH-tartalmából (kb. 4,95%) meghatározzuk a vízmentes ásvány mennyiségét, és ehhez hozzáadjuk a termogravimetriás görbén ténylegesen mért víztartalmat.

Az alkalmazott számítógépes program működésének alapelvei

Három agyagásványt tartalmazó keverék esetében a TG-görbén mért víz- és OH-tartalom viszonyszámaiból végzünk számításokat úgy, hogy a számítógépes program mindig 1%-kal növeli a kaolinit-, ill. a kloritértéket, ezek számított OH-tartalmát levonja a mért OH-tartalomból, a maradó víz- és OH-mennyiséget pedig ideális összetételű (15% víz, 4,2% OH, ill. 4% víz és 4,5% OH) montmorillonit és illit között osztja el. Ha lehatároljuk a program eredményeit reális értékekre (a három ásvány összege < 101%, ill. negatív értékek kizárása), hosszabb-rövidebb sorozatokat kapunk. Pl. 2,9% víztartalom és 2% OH-tartalom esetén a lehetséges kombinációkat a 2. és a 3. táblázaton adjuk.

2. táblázat — Table 2

klorit (%)	illit (%)	montmorillonit (%)	összes agyagásvány (%)
0	34,8	10,2	45,1
1	31,5	11,1	43,7
2	28,2	12,0	42,3
3	24,9	12,9	40,8
4	21,6	13,8	39,4
5	18,3	14,7	38,0
6	15,0	15,6	36,6
7	11,7	16,5	35,2
8	8,4	17,4	33,8
9	5,1	18,3	32,4
10	- 1,6	20,1	20,1

3. táblázat — Table 3

kaolinit (%)	illit (%)	montmorillonit (%)	összes agyagásvány (%)
0	34,8	10,2	45,1
1	30,7	11,3	43,1
2	26,5	12,4	41,0
3	22,4	13,6	39,0
4	18,2	14,7	37,0
5	14,1	15,8	35,0
6	9,9	17,0	32,9
7	5,8	18,1	30,9
8	1,6	19,2	28,9
9	- 2,5	20,4	26,9

A kapott eredményekből látszik, hogy a kaolinitra (kloritra) és montmorillonitra vonatkozó értékek viszonylag szűk tartományra behatárolódnak, az illitértékek azonban erősen változnak. Külső adatok segítségével a sorok számát csökkenteni tudjuk, ill. ki tudjuk választani az egyetlen helyes sort. Ez a lépés főleg az illitmeghatározás szempontjából fontos.

Lehetséges külső adatok:

1. Egyéb ásványok kimérésével az összeg szerinti lehatárolás. Pl. a fenti példa egy természetes minta, melynek termoanalitikai módszerrel kimért kalcittartalma 60%. Ez azt jelenti, hogy a minta összes agyagásvány-tartalma = vagy < 40%. A táblázatok első 4, ill. 3 sora így az adott mintára vonatkozóan nem lehetséges variációkat tartalmaz.

2. Etilénglikolos montmorillonit-meghatározás termoanalitikai módszerrel (FIEDLER—WAGNER 1967, FÖLDVÁRI 1971). Az így nyert montmorillonit-érték segítségével választjuk ki a megfelelő sort.

3. Keresés röntgendiffrakciósan kimért arányok, ill. egyedi adatok alapján.

A továbbiakban a programban ideálisként figyelembe vett víz/OH aránytól való eltéréstől adódó hiba elemzésével foglalkozunk.

Fireclay jelenléte esetén a szélsőségesen magas (4,8%-os) adszorptív víztartalom esetén a kaolinitra adódó maximális hiba —20 rel.%, montmorillonitra +34 rel.%.

A montmorillonit rétegekői víztartalmának ingadozásából 1 mólnyi (kb. 2%-os) eltérés esetén a montmorillonitra adódó hiba 14 rel.%, illitre 15 rel.%; míg ugyanez kaolinitra és kloritra gyakorlatilag nem eredményez hibát. Így pl. ha az átlagos 15%-nyi víztartalom helyett a vizsgált montmorillonit szélső esetben 20% vizet tartalmaz, a hiba a montmorillonitra —33 rel.%, kaolinitra és kloritra +2 rel.%.

Ha a programban ideális illitként figyelembe vett ásvány helyett muszkovitot tartalmaz a minta, akkor elméletileg az illitet (muszkovitot) —85 rel.%-kal alámérve, a montmorillonitra vonatkozó hiba —4 rel.%, a kaolinitra +28 rel.%. Ekkora eltérés azonban csak elméletileg jelentkezhet, mert a gyakorlatban a muszkovit hidroxilvesztési tartománya már kívül esik a figyelembe vett hőmérsékleti tartományon, ezért a számolás során már nem vesszük figyelembe.

Ha az átlagosnak számított klorit (11,1% OH-tartalom) helyett szélsőséges Mg-klorit van a mintánkban (13% OH), akkor a kloritra vonatkozó hiba max. —16 rel.%, montmorillonitra —1,5 rel.%, illitre pedig +5,5 rel.%. Szélsőséges Fe-klorit esetén (9,7% OH) a kloriteltérés +14 rel.%, illitre és montmorillonitra a hiba <1 rel.%.

A program alkalmazása óta végzett kb. 2000 különböző földtani típusú minta vizsgálata alapján azt tapasztaltuk, hogy a mérések 90%-ában a röntgendiffrakciós mérésekkel az egyes agyagásványokra vonatkozóan 5%-on belül egyező eredményeket kapunk. A fennmaradó extrém esetekben a mérési hiba részben a cikkben felsorolt problémákra, részben a röntgendiffrakciós problémákra vezethető vissza (orientáció, bázisreflexió hiánya, eltérő kristályosodottsági állapot stb.).

IRODALOM — REFERENCES

- FIEDLER G.—WAGNER R. 1967: Untersuchungen zur quantitativen Bestimmung von Montmorillonit mit dem Derivatographen. — Zeitschr. f. Angewandte Geol. 13. 262—266.
- FÖLDVÁRI M. 1971: A Földtani Intézet termikus laboratóriumának fejlesztése és módszertani eredményei. — Földt. Int. Évi Jelentése 1969-ről. 511—515.
- FÖLDVÁRI M.—FARKAS L. 1985: Műszeres ásványtani és fázisanalitikai módszerek együttes alkalmazásának szempontjai. — Földt. Int. Évi Jelentése 1983-ról. 371—382.
- FÖLDVÁRI M. 1986: A földtani kutatásban alkalmazott termoanalitikai módszerek. — Módszertani Közlemények (1).
- SCHOMBURG J. 1986: Zur Systematik thermischer Umwandlungsprozesse von Tonmineralrohstoffen. — Zeitschr. f. Angewandte Geol. 32: 231—233.
- VICZIÁN I. 1986: Röntgendiffrakciós ásványhatározás. — Módszertani Közlemények (2).

A COMPUTER PROGRAM FOR THE QUANTITATIVE THERMOANALYTICAL DETERMINATION OF CLAY MINERAL MIXTURES

by

M. FÖLDVÁRI—M. ROZS

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC:552.52:543.226:519.68

Key - words : Clay minerals, mineral composition, quantitative analysis, thermogravimetric analysis, computer program

The authors have developed a program to be run on Commodore-64 for a quantitative determination using thermogravimetric method, to be applied in the case of joint presence of kaolinite, montmorillonite, illite and chlorite clay minerals occurring most frequently in Nature. The paper describes the principle of calculation and the possible errors derivable from differences between the ideal pattern the program is based upon and the actual case.

COMPUTER MODELING FOR METHANE GENERATION AND MIGRATION

by

L. Ó. KOVÁCS—I. VETŐ—I. HORVÁTH—L. ÓDOR

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC:681.3:510.67:553.98(1—924.55)

Key-words: computer programs, model, simulation, gases, methane, genesis, migration, basins, compaction, Pannonian Basin

The Pannonian Basin is characterized by low maturity gradients, frequent overpressuring, and organically lean sediments. This overall picture suggests that gas migration is heavily influenced by dissolution of methane.

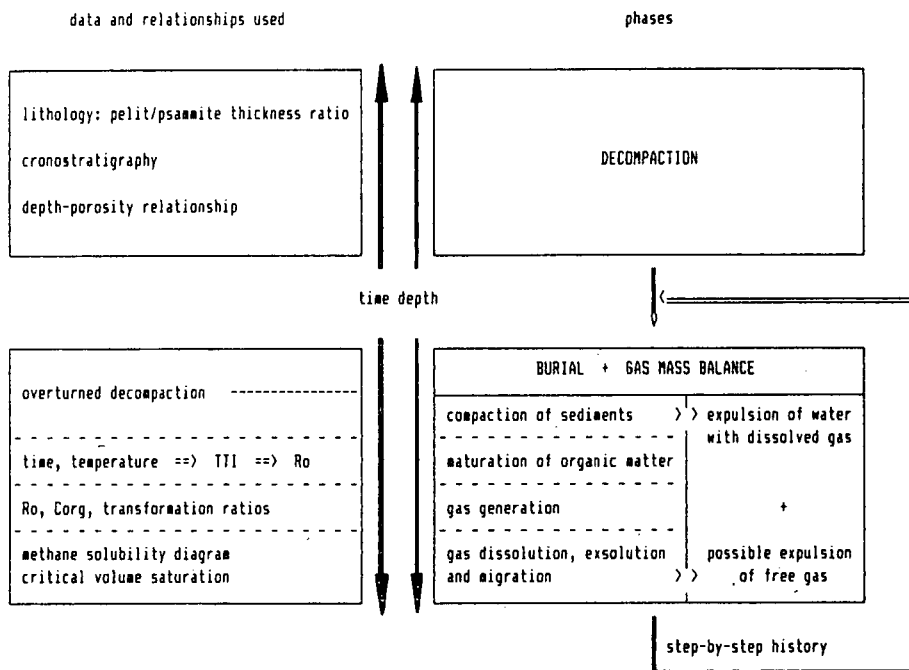
Authors developed a 1D computer model of gas migration. The aim of the model is to reconstruct the coupled compaction-gas generation histories in order to evaluate the volumes of total generated, dissolved, free, and migrated (in both solution and free form) HC-gases and to assess the effect of some geological parameters on gas migration. Using a Monte Carlo type simulation some statistical properties of gas generation and migration data can also be gained.

Application for the Pannonian Basin resulted in the following: in sediments above 3 km depth the gas generation is significant and from 6 to 33% of the gas leaves the shales dissolved in squeezed out pore waters. During upward flow a part of this gas forms free gas ready for trapping. At about 3 km depth the appearance of free methane in shales is very likely. In most of the cases the volume saturation assured by kerogen generated gases does not exceed the critical value needed for initiation of a bulk flow, sometimes, however, a few percents of total generated gas may be expelled in free form.

Since the known gas reserves can not be by far explained by the gas exsolved from compaction waters, additional gas sources are needed. A large part of the oil hydrocarbons remained in the shales after oil generation ceased is cracked into gas during prolonged maturation. This "extra" gas is added into the free gas already present and can initiate the bulk flow. Some older sedimentary basins, underlying the Pannonian Basin and experiencing a second phase of maturation in Late Cenozoic time can act, too, as an additional source for gas. The heavy carbon isotopic composition of HC-gases and the high nitrogen content of several gas field reinforce these ideas.

Introduction

Most of the petroleum generation and migration computer models put the emphasis on good quality oil source rocks. Such models are not fully appropriate for geochemical petroleum prospect appraisal in the Pannonian Basin characterized by organically lean sediments, gas prone kerogen (KONCZ, 1983) and the resulting predominance of gas over oil.



1. ábra. A gázgenerációs-migrációs modell vázlata

Fig. 1. Chart of the gas generation-migration model

Application of the model and discussion

In the following the computer model will be applied to real geological situations in the Pannonian Basin in order to study the importance of water-dissolved methane migration and the conditions needed for bulk flow of methane.

Studied cases represent overpressured sediments at the bottom of a medium-deep subbasin (case A) and normally pressured sediments in the middle part of a deep subbasin (case B). Inferred burial and temperature histories are plotted in Figs. 2 and 3. Depth, maturity, porosity, temperature and pressure data are listed in Table 1. Case A is a typical situation in the Pannonian Basin while case B with hydrostatic regime is an exception.

Though in the modeling the lithological character of the rocks is taken into consideration, in sections 3.1, 3.2, 3.3 and 3.5 for clarity we give only the results related to pelitic layers.

1. Expulsion of water-dissolved methane

In case A more than 25% of the generated methane leaves the shales with compaction waters while in case B this part of the methane does not reach 5% (Figs. 4 A and B). This striking difference is explained by the different ways of compaction. In case A (see Fig. 4A) the acceleration of methane generation takes place at a depth of 2.2 km, where water loss is very slow due to overpressure. At a depth of 2.6 km the overpressure begins

A computer model of petroleum generation and migration for such sediments has to focus on factors determining the dissolution of methane in pore waters and its behaviour in free form. Our model is based on widely accepted interpretations used in a lot of published basin evolution models; for this reason its corresponding parts will be discussed only roughly. On the contrary, the treatment of the gas dissolution and migration, believed to be a new field of modeling, will be considered in more details.

The computer model

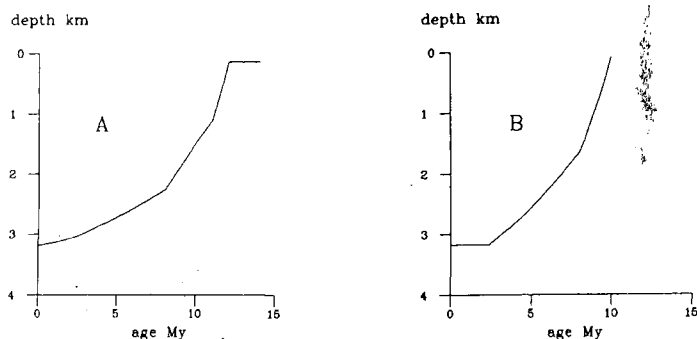
The aim of the developed 1D model is to reconstruct the coupled compaction-gas generation histories in order to evaluate the volumes of total generated, dissolved, free, and migrated gases (in both solution and free forms) and to assess the effect of some geological and physical parameters on gas generation and migration.

The computer model is based on the most frequently used data and relationships. The relatively good knowledge of the heavily explored Pannonian Basin allowed us to use some simplifications, as will be discussed as follows:

It has been shown (DÖVÉNYI and HORVÁTH 1988) that in the Pannonian Basin for the past 5 millions years the intensity of the heat flow has been practically the same, consequently, with full knowledge of the lithology and thickness conditions, the thermal gradients may be assumed similar to those measured today. As the overwhelming majority of gas quantity is expected to have been generated during the last few millions of years the model uses constant in time depth-temperature relationships. During maturation of the organic matter methane and heavier HC-gases are generated but our model takes into consideration the whole quantity of the generated HC-gases as methane. The reasons for this simplification will be treated in chapter 3.3. The area investigated is also characterized by pore waters with low salt contents never exceeding 30 g/l (KORIM 1966). This relatively low salinity allowed us to use the methane solubility diagram of SULTANOV et al. (1972).

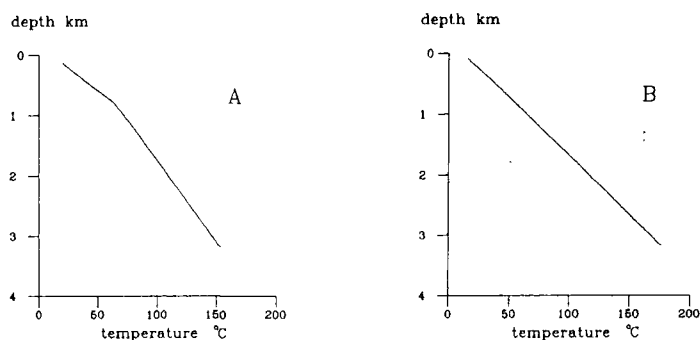
The two main phases and the most important data and relationships used are given in Fig. 1. After a gradual uplifting of the layers during which the change of their thicknesses is reconstructed (DECOMPACTION) the step-by-step history of BURIAL is simulated. At each step, the compaction of sediments causes squeezing out of pore water with dissolved methane and the further maturation of organic matter results in subsequent methane generation. The generated methane is supposed to be dissolved in pore water. The quantity of newly generated methane at each step is added to the methane in solution. When, at a step, pore water becomes saturated the appearance of free methane is defined. The balance of generated methane with dissolved, free and expelled methane is recomputed from step to step. At any time, when the computed volume of free methane is higher than a user-controlled threshold value (20% or so of the pore volume, see in chapter 3.3) a sudden free methane expulsion is simulated (GAS MASS BALANCE).

The model can handle overpressured zones and zones dominated by overpressure in the geological past. Time-temperature index (TTI) is calculated according to WAPLES (1980). TTI values are converted to vitrinite reflectance using an empirical relationship gained by HORVÁTH et al. (1988) for the Neogene sequence of the Great Hungarian Plain. The transformation ratios between organic carbon and methane carbon according to maturity are taken from mass balance calculations of BOUDOU (1981), JÜNTGEN and KLEIN (1975) and MEISSNER (1984).



2. ábra. Süllyedésgörbék. A — „A” eset, B — „B” eset

Fig. 2. Burial graphs. A — case A, B — case B



3. ábra. Hőmérsékletgörbék. A — „A” eset, B — „B” eset

Fig. 3. Heating graphs. A — case A, B — case B

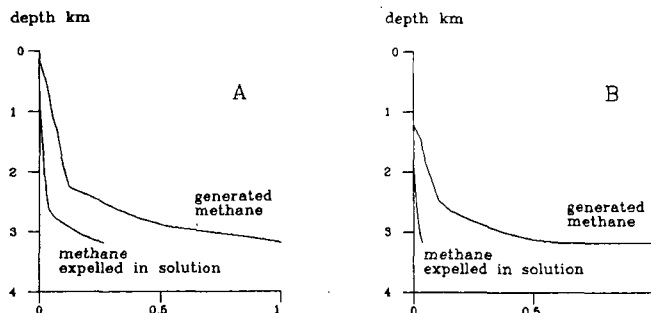
1. táblázat — Table 1

A gázgenerációs-migrációs modell alapparaméterei a Pannon-medencére végzett esettanulmányokban
Basic parameters for gas generation-migration modeling of the studied Pannonian Basin case histories

Case	Age (My)	Depth (m)	Ro* (%)	Temperature (°C)	Pressure* (MPa)	Shale porosity (%)	Corg content (%)
A	14.0	3190	0.72–0.84	147–161	41.7–47.1	23.5–28.5	0.3–0.7
B	9.3	3180	0.71–1.01	165–186	31.9	18.6–21.0	0.3–0.5
C	11.1	4470	3.2	241	44.8	11.1	0.3–0.7

* — Az RO és nyomásértékek a modellszámítás eredményei realisztikus értékeknek tekinthetők

* — The RO and pressure values are inferred from modeling and they are considered quite realistic



4. ábra. A metán generációjának-migrációjának történetét bemutató görbék. A metánmennyiségek az összes keletkezett metán egységében értendők

A — „A” eset. Számítási paraméterek:

mai Corg-tartalom = 0,5%
mai hőmérséklet = 154 °C
mai pelitporozitás = 26%

B — „B” eset. Számítási paraméterek:

mai Corg-tartalom = 0,5%
mai hőmérséklet = 176 °C
mai pelitporozitás = 18,6%

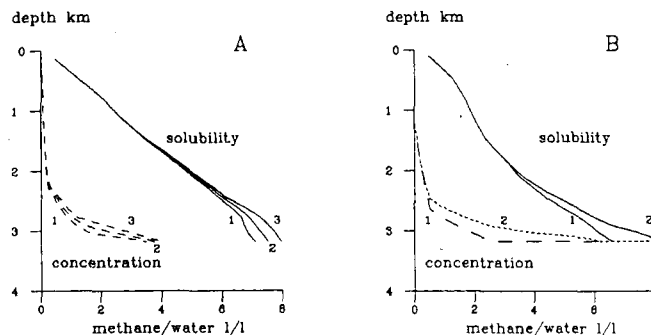
Fig. 4. Graphs for methane generation and migration histories. Methane quantities are expressed in units of total generated methane quantity

A — case A. Parameters used:

today's Corg content = 0.5%
today's temperature = 154 °C
today's shale porosity = 26%

B — case B. Parameters used:

today's Corg content = 0.5%
today's temperature = 176 °C
today's shale porosity = 18.6%



5. ábra. Az oldékonyságnak és a porúsvíz metánkoncentrációjának növekedése a sülyedés során különböző hő történetek esetén

A — „A” eset. Mai hőmérséklet:

1 — 147 °C 2 — 154 °C 3 — 161 °C
mai Corg-tartalom = 0,5%
mai pelitporozitás = 26%

B — „B” eset. Mai hőmérséklet:

1 — 165 °C 2 — 186 °C
mai Corg-tartalom = 0,5%
mai pelitporozitás = 18,6%

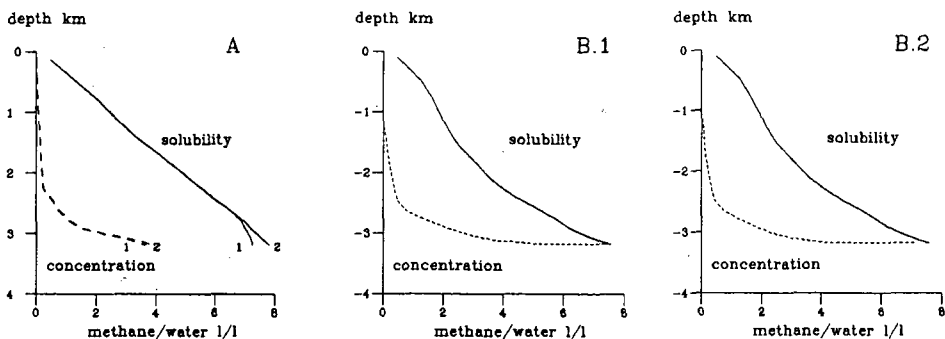
Fig. 5. Increase of solubility and concentration of methane in pore water during burial for different temperature histories

A — case A. Today's temperatures:

1 — 147 °C 2 — 154 °C 3 — 161 °C
today's Corg content = 0.5%
today's shale porosity = 26%

B — case B. Today's temperatures:

1 — 165 °C 2 — 186 °C
today's Corg content = 0.5%
today's shale porosity = 18.6%



6. ábra. Az oldékonyságnak és a pórusvíz metánkoncentrációjának növekedése a sülyedés során különböző tömörödéstörténetek esetén

A — „A” eset. Mai pelitporozitás: 1 — 23,5% 2 — 28,5%
mai Corg-tartalom = 0,5%
mai hőmérséklet = 154 °C

B1 — „B” eset. Mai pelitporozitás = 18,6%
B2 — „B” eset. Mai pelitporozitás = 21%
Mind B1, mind B2 változatban: mai Corg-tartalom = 0,5%
mai hőmérséklet = 176 °C

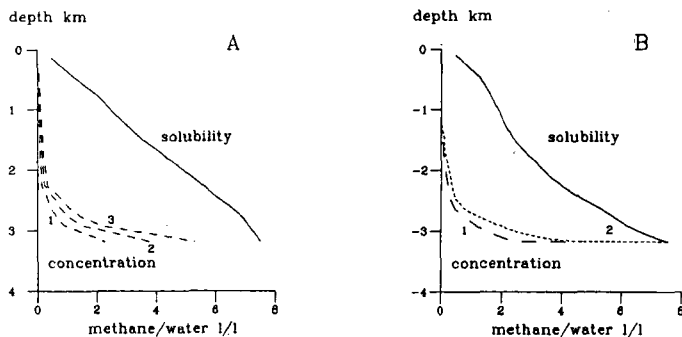
Az oldékonysággörbe kettévágása annak a következménye, hogy a túlnyomásos zónában a nyomás függ a kompaktiótól.

Fig. 6. Increase of solubility and concentration of methane in pore water during burial for different compaction histories

A — case A. Today's shale porosities: 1 — 23.5% 2 — 28.5%
today's Corg content = 0.5%
today's temperature = 154 °C

B1 — case B. Today's shale porosity = 18.6%
B2 — case B. Today's shale porosity = 21%
For case B: today's Corg content = 0.5%
today's temperature = 176 °C

Branching of solubility curve is due to coupling of pressure and porosity in the overpressured zone.



7. ábra. Az oldékonyságnak és a pórusvíz metánkoncentrációjának növekedése a sülyedés során különböző mai Corg-tartalmak esetén

A — „A” eset. Mai Corg-tartalom: 1 — 0,3% 2 — 0,5% 3 — 0,7%
mai hőmérséklet = 154 °C
mai pelitporozitás = 26%

B — „B” eset. Mai Corg-tartalom: 1 — 0,3% 2 — 0,5%
mai hőmérséklet = 176 °C
mai pelitporozitás = 18,6%

Fig. 7. Increase of solubility and concentration of methane in pore water during burial for different today's Corg contents

A — case A. Corg contents: 1 — 0.3% 2 — 0.5% 3 — 0.7%
today's temperature = 154 °C
today's shale porosity = 26%

B — case B. Corg contents: 1 — 0.3% 2 — 0.5%
today's temperature = 176 °C
today's shale porosity = 18.6%

to decrease and the relatively fast compaction results in a significant migration of dissolved methane. In turn, in case B (Fig. 4B) the bulk of the compaction takes place before the acceleration of methane generation (above a depth of 2.5 km) when the squeezed out waters are yet very poor in dissolved methane. Below 2.5 km the pore water is already rich in methane but the compaction slowly advances at this depth; the net result is a moderate migration of the dissolved methane. The upward flow of compaction waters results in their cooling and a drop of their pressure. These changes lead to exsolution of the methane opening the way for its accumulation. Since the overpressured case A is a typical situation in the Pannonian Basin we think that this mechanism of gas accumulation is of a certain importance in the basin.

2. Appearance of free methane

To take into account the uncertainties of the data, some parameters expected to be of importance for our subject— C_{org} content, temperature and porosity—were made vary in a geologically reasonable range of values (maturity varies through variation of temperature, and pressure changes in overpressured regimes are coupled with variation of porosity). The resulting changes in the difference between solubility of methane and its concentration in pore water ($\Delta conc$ in the followings) are displayed in Figs. 5 and 6.

Studying the case A, none of the changes of the parameters results in the appearance of free methane (Figs. 5A, 6A, 7A). The temperature increase causes a small increase of methane concentration through advancement of maturation but $\Delta conc$ increases due to the large positive effect of temperature on solubility (Fig. 5A). The increase of shale porosity results in (1) an insignificant decrease of methane concentration through increase of pore water volume and (2) a small increase of solubility through increase of pressure; the net effect is a small increase of $\Delta conc$ (Fig. 6A). The C_{org} content—as it may be expected—has by far the biggest influence on $\Delta conc$, its increase from 0.3% to 0.7% results in a dramatic decrease of this latter (Fig. 7A). A common feature of the Figs. 5A, 6A, 7A is that concentration curves suddenly approach the solubility curves below 2.8 km.

In contrast with case A, $\Delta conc$ is zero so free methane should be present in the majority of the case B situations (Figs. 5B, 6B, 7B). Despite temperature is higher and pressure is lower in case B than in case A, the resulting today's methane solubilities are very close. So the frequent presence of free methane in case B is due to the higher methane concentrations. Since the volume of the generated methane is very similar in the two cases (C_{org} contents are equal and R_o values are close), the increased concentration in case B situations is the result of the smaller pore water volume (lower shale porosity) and, to a lesser extent, slower escape of dissolved methane in the final phase of burial compared to case A.

The temperature increase results in a small solubility increase and—through maturity increase—an important concentration increase; the net effect is the oversaturation of the pore water and exsolution of the free methane (Fig. 5B). The increase of shale porosity from 17.0% to 21.0% results in a significant decrease of methane concentration and “disappearance” of free methane (Fig. 6B). The C_{org} content has the biggest influence on $\Delta conc$: its shift from 0.3% to 0.5% causes oversaturation of the pore water and exsolution of free methane (Fig. 7B).

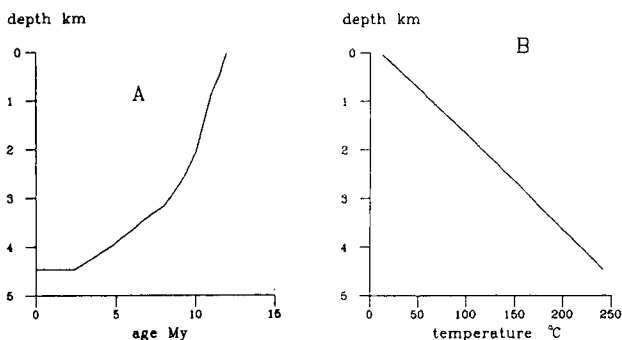
The sudden increase of methane concentration below 2.8 km in both studied cases means that at this depth the methane-water system is very sensitive to changes of several parameters so the presence of free methane at a little greater depth is the rule and not the exception.

3. Bulk methane flow

The free methane does not begin to leave the shaly source rock until a critical volume saturation of the pore space was not exceeded (ENGLAND et al. 1987). So the possibility of free methane migration can be studied by modeling the development of the volume saturation during burial. Case C chosen for this purpose represents normally pressured sediments at the bottom of the deep subbasin of the case B. Its inferred burial and temperature histories are plotted in Fig. 8. Depth, maturity, porosity, temperature and pressure data are listed in Table 1. The very high maturity ($R_o > 2.0\%$) makes case C an exception in the Pannonian Basin.

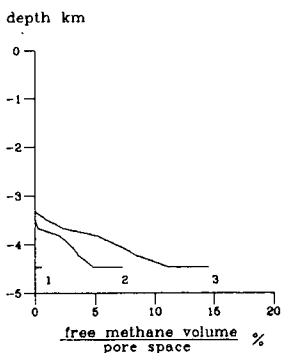
Figs. 5—7. prove that C_{org} content has the largest influence on methane-water system so for modeling this system in case C only C_{org} content was made vary. Fig. 9 shows that by a chosen 0.7% C_{org} content free methane occupies 15% of the pore volume. ENGLAND et al. (1987) estimate that more than 20—30% of the interconnected pore network has to be filled with petroleum before there can be any flow through the sediment. So the methane saturation needed for bulk flow migration is not reached even in the sediments of the case C with exceptionally high maturity and resulting exceptionally strong methane generation.

Up to now we have considered maturation as producing methane as the only HC-gas. In reality a significant part of the generated HC-gas consists of C_2+ components. In the following we analyse the expectable effects of C_2+ gases on migration.



8. ábra. Süllyedés- (A) és hőmérsékletgörbék (B) a „C” esetre

Fig. 8. Burial (A) and heating (B) graphs for case C



9. ábra. Térfogati metántelítettség-történetek a „C” esetre

Mai C_{org} -tartalom:
 1 — 0,3% 2 — 0,5% 3 — 0,7%
 mai hőmérséklet = 241 °C
 mai pelitporozitás = 11,1%

Fig. 9. Methane volume saturation histories for case C

Today's C_{org} contents:
 1 — 0.3% 2 — 0.5% 3 — 0.7%
 today's temperature = 241 °C
 today's shale porosity = 11.1%

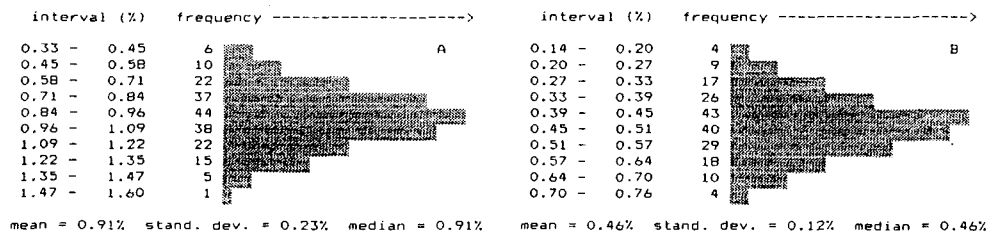
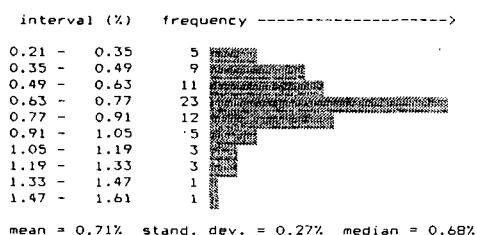
Do consider such a case where the generating HC-gas is always a 1:1 (mass ratio) mixture of methane and propane. (1) According to McAULIFFE (1980) the solubility of propane in water is at about 10% of that of the methane on weight basis. If we suppose the generation of such a mixture, the free HC-gas appears earlier than the pure methane but the difference in depth does not exceed 100–200 m. This means that the mass of the free HC-gas is not significantly higher and the mass of the HC-gas expelled in water solution is not significantly lower than in the case of pure methane generation. (2) If 50 wt% of the free HC-gas consists of propane its volume is at about 2/3 of that of the free methane of the same mass. This means that the degree of volume saturation needed for bulk free gas flow is even more difficult to be reached than in case of a pure methane generation. The results obtained with a mixture of methane-propane (1:1) generated do not differ drastically from the corresponding ones in case of pure methane generation, so our simplification is justified.

4. The statistical behavior of gas generation and migration data

Having assessed the influence of certain changes in C_{org} content, temperature and porosity on gas generation and migration we try to reveal the basic statistical properties of the main output results (the relative quantity of three kinds of gases: that remaining in the source rocks in free form, that expelled in solution and that expelled in free form) of the simulation model. For this purpose, we carry out a Monte Carlo type simulation based on the C_{org} content and temperature as the two most important input factors of the model. In this section we give numerical results combined for the pelitic and psammitic layers. We recall that in case A we have predominantly pelitic rocks, while in cases B and C rocks with considerable amounts of psammitic components.

10. ábra. Alföldi fúrások pelites kőzeteiből meghatározott 73 db C_{org} -tartalom érték eloszlása

Fig. 10. Distribution of 73 C_{org} content values measured in pelitic rocks from several boreholes from the Great Hungarian Plain



11. ábra. A generált C_{org} -tartalom értékek eloszlása:

A — pelites kőzetekre, B — psammitos kőzetekre

Fig. 11. Distributions of generated C_{org} content values

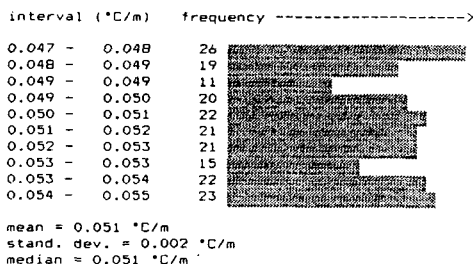
A — for pelitic rocks, B — for psammitic rocks

We had at hands measured C_{org} content data from several boreholes of the south-eastern half of the Great Hungarian Plain. Using the C_{org} content data of 73 pelitic samples we constructed a frequency histogram of today's C_{org} content. It is shown in Fig. 10 and it represents a distribution of simple form with one remarkable modulus lying somewhere in the middle between the lowest (0.21%) and highest (1.61%) values. For the simulation model 200 artificial C_{org} content values were generated so that they follow normal distribution with a symmetrical 6σ (6 times the standard deviation) range corresponding to the interval 0.21–1.61%, see Fig. 11A. In exactly the same manner, 200 C_{org} content values were generated for the psammitic components of the rocks giving the distribution shown in Fig. 11B.

We had not any estimated distribution for the temperature gradient so, considering the average gradient values from 7 large Neogene subbasins of the Great Hungarian Plain (received using the data of DÖVÉNYI P. and HORVÁTH F. 1988), we generated a uniform distribution for their range of 0.047–0.055 °C/m, see Fig. 12.

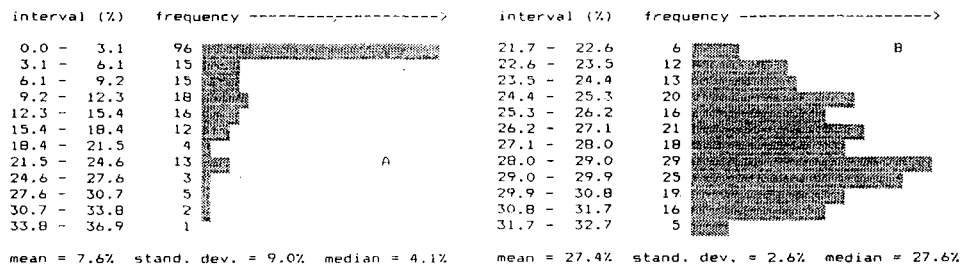
From these three generated distribution 200 triplets of pelitic C_{org} content, psammitic C_{org} content and temperature gradient values were drawn randomly, thus producing the input parameters of the gas generation and migration model.

The most informative versions of output gas quantity distributions for case A are given in Fig. 13. It can be noticed that the quantity of free gas relative to that of total generated gas is rather variable ranging from 0% up to 37% with 83 (out of 200) zero values, which shows that these input circumstances determine a natural boundary of appearance of



12. ábra. A generált hőmérsékletgradiens-értékek eloszlása

Fig. 12. Distribution of generated temperature gradient values

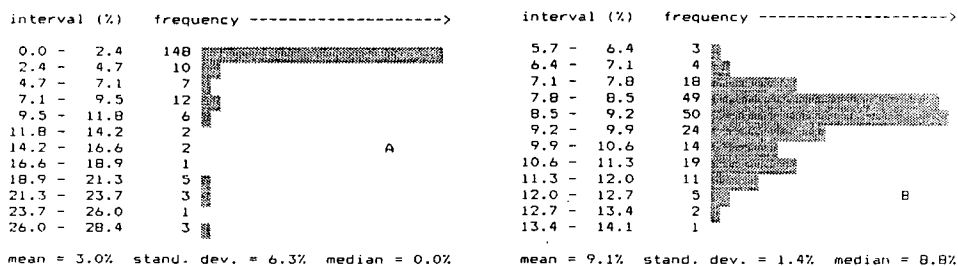


13. ábra. A számított gázmennyiségek eloszlása (mértékegység: az összes keletkezett gáz mennyiségének százalékéka). „A” eset

A — a kőzetben beenszorult szabad gáz mennyiségének eloszlása, B — a kőzetből a kiszoruló porózusvízben oldva elmigrált gáz mennyiségének eloszlása

Fig. 13. Distributions of computed gas quantities expressed in percents of the quantity of total generated gas for case A

A — for gas remaining in the rocks in free form, B — for gas expelled in solution form



14. ábra. A számított gázmennyiségek eloszlása (mértékegység: az összes keletkezett gáz mennyiségének százaléka). „B” eset

A — a kőzetben bennszorult szabad gáz mennyiségének eloszlása, B — a kőzetből a kiszoruló pórusvízben oldva elmigrált gáz mennyiségének eloszlása,

Fig. 14. Distributions of computed gas quantities expressed in percents of the quantity of total generated gas for case B

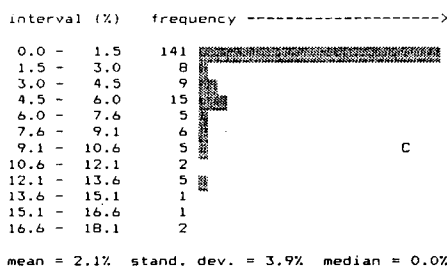
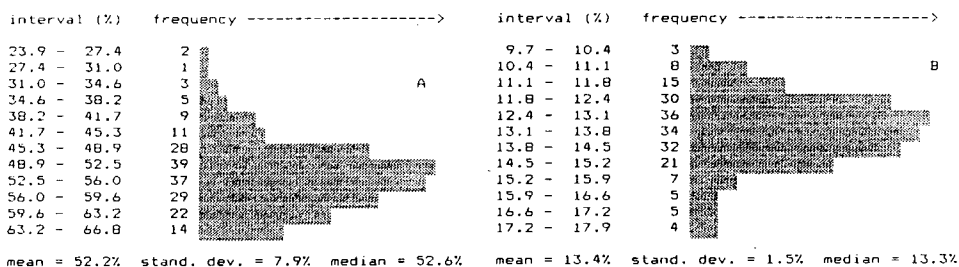
A — for gas remaining in the rocks in free form, B — for gas expelled in solution form

free gas and that the free gas quantity is extremely sensitive to moderate changes in C_{org} content and heating history.

Quite different properties are shown by the distribution of the relative quantity of gas migrated in solution (Fig. 13B). The little-distorted bell-like shape of the distribution may reflect the form of the input C_{org} content distributions which, at a given compaction history, essentially determine the quantity of gas expelled in solution. The fact that the range of values in Fig. 13B is rather narrow (with a standard deviation of only 2.6%) can be very useful when making calculations for prognostic purposes, because this is a basic condition for getting reliable estimations. In other words, the computed average ($\approx 27\%$) is a characteristic and expectable value.

We have got distributions of similar form in general for case B (Fig. 14), but for the gas expelled in solution a significantly lower average value was found (Fig. 14B). The explanation is the same as for the differences in Fig. 4A and 4B (section 3.1.): the major part of gas generates at depths where in the overpressured case B the expulsion of pore water is slow. On the other hand, the sum of the free gas and the gas migrated in solution represents a smaller proportion of total generated gas in case B, which is also a consequence of the overpressuring resulting in a bigger volume of pore water dissolving a part of total gas. We have, expectedly, quite different picture in case C. Though for the proportion of gas expelled in dissolved form the calculated distribution (Fig. 15B) is similar to the previous ones (bell-shaped with a narrow range), here in all of the 200 runs a considerable amount of free gas appears (Fig. 15A) and in one third of the trials bulk gas flow takes place (Fig. 15C). This new behavior of free gas does not change the remarkable variability of the relative amount of gas remaining in the rocks in free form (changing between 24% and 67%, see Fig. 15A). The distribution of the proportion of gas migrated in free form (Fig. 15B) is considered to consist of two component-distributions: in two thirds of the 200 cases it takes zero value, but for the other runs it provides a bell-shaped distribution with a characteristic average-like value of about 5%. This means that the conditions chosen for case C are close to those giving rise to bulk gas flow.

Fig. 13–16 prove that in spite of great sensibility of the behavior and fate of gas to changes in C_{org} content and heating history, the expected amount of gas migrated in solution is not only characteristic of the compaction history but also can be reliably estimated



15. ábra. A számított gázmennyiségek eloszlása (mértékegység: az összes keletkezett gáz mennyiségének százaléka). „C” eset

A — a kőzetben bennszorult szabad gáz mennyiségének eloszlása, B — a kőzetből a kiszoruló pórusvízben oldva elmigrált gáz mennyiségének eloszlása, C — a szabad állapotban elmigrált gáz mennyiségének eloszlása

Fig. 15. Distributions of computed gas quantities expressed in percents of the quantity of total generated gas for case C

A — for gas remaining in the rocks in free form, B — for gas expelled in solution form, C — for gas expelled in free form

(in probabilistic terms, if necessary). This is especially important when carrying out prognostic calculations for basins similar to the Great Hungarian Plain, where water-dissolved gas migration is thought of as one of the major processes contributing to gas accumulation.

5. Constraints on source rocks

Since, according to our unpublished results the volume of methane expelled from source rocks with compaction water is insufficient to explain the known gas accumulations in the basin studied, an additional source is needed.

Up to now we have not considered the fluid hydrocarbons and NSO compounds retained in the shales as a source for gas. According to COOLES et al. (1986) the efficiency of petroleum expulsion is very low in the case of poor quality source rocks ($Po < 0.002$ kg/kg). Since the initial petroleum potential (Po) of an average Pannonian Basin shale does not exceed 0.002 kg/kg, the overwhelming part of the oil hydrocarbons generated remains in the shales after the oil generation ceased. After the temperature rises above 150 °C and/or the maturity expressed in Ro exceeds 1% a part of these compounds will be cracked to HC-gas and pyrobitumen. Since 1% Ro or 150 °C temperature can be expected only at a depth below 3.5 km, the gas formation through oil cracking takes place in sediments al-

ready containing free gas and practically all of this cracking gas contributes to the free gas present and makes more likely to reach the threshold value of volume saturation needed for bulk gas migration.

Stable carbon isotope data (KONCZ, 1983) support that HC-gases generated in the very deep parts of the Pannonian Basin contributed to the known gas accumulations.

Since a significant part of the Pannonian Basin is underlain by older sedimentary basins, HC-gas generated in them can not be a priori excluded to contribute to the gas accumulations in the Pannonian Basin. This idea is reinforced by the often high nitrogen content of some fields: their gas charge is believed to be generated in the deep part of some older sedimentary basin experiencing a second phase of maturation during the burial of the overlying Pannonian Basin (VETŐ et al., unpublished report).

Conclusions

In the oil window max. about 30% of the gas leave the shales dissolved in compaction water. The presence and characteristics of an overpressured zone greatly influence the history and dimensions of this kind of gas expulsion. If the bulk of compaction predates the acceleration of the gas generation the expulsion in water-dissolved form is insignificant. In any case, the amount of gas migrated in solution can be trustily assessed.

At about 3 km depth the shale pore water very likely becomes oversaturated and free gas appears, but the volume of gas directly generated by kerogen even in case of coincidence of high maturity and hydrostatic pressure is usually insufficient to assure a volume saturation needed for the initiation of bulk gas flow, though the occurrence of this latter is not completely unlikely.

A significant part of the known Pannonian Basin gas reserves is generated in the deep, hot part of the basin where cracking of non-expelled oil hydrocarbons greatly contributes to the increase of gas volume saturation enabling by this way the free gas expulsion. Underlying older sedimentary basins experiencing a revival of maturation during the development of the Pannonian Basin also acted as a source of gas.

IRODALOM – REFERENCES

- BOUDOU J.-P. 1981: Diagenèse organique de sédiments deltaïques (delta de la Mahakam—Indonésie). — Thèse à l'Université d'Orléans.
- COOLES G. P.—MACKENZIE A. S.—QUIGLEY T. M. 1986: Calculation of masses of petroleum generated and expelled from source rocks. In D. LEYTHAEUSER and J. RULLKOTTER eds.: *Advances of Organic Geochemistry*, 1985, Oxford, Pergamon Press: 235—246.
- DÖVÉNYI P.—HORVÁTH F. 1988: A review of temperature, thermal conductivity, and heat flow data for the Pannonian Basin. In L. H. ROYDEN and F. HORVÁTH eds.: *The Pannonian Basin. A study in basin evolution*. — AAPG Memoir 45: 195—234.
- ENGLAND, W. A.—MACKENZIE A. S.—MANN D. M.—QUIGLEY T. M. 1987: The movement and entrapment of petroleum fluids in the subsurface. — *J. Geol. Soc., London*, 144.: 327—347.
- HORVÁTH F.—DÖVÉNYI P.—SZALAY Á.—ROYDEN L. H. 1988: Subsidence, thermal, and maturation history of the Great Hungarian Plain. In L. H. ROYDEN—F. HORVÁTH eds.: *The Pannonian Basin. A study in basin evolution*. — AAPG Memoir 45.: 355—372.
- JÜNTGEN H.—KLEIN J. 1975: Entstehung von Erdgas aus kohligen Sedimenten. — *Compendium* 74/75.: 52—69.
- KONCZ I. 1983: The stable carbon isotope composition of the hydrocarbon and carbon dioxide components of Hungarian natural gases. — *Acta Min.-Petr. Szeged*, 26.: 33—49.

- KORIM K. 1966: The connate waters of the Hungarian Neogene. — *Acta Geol. Hung.* 10.: 407—426.
- McAULIFFE C. D. 1980: Oil and gas migration: chemical and physical constraints. In W. H. III. ROBERTS—R. J. CORDELL eds.: *Problems of petroleum migration.* — AAPG Studies in geology. 10.: 89—108.
- MEISSNER F. 1984: Cretaceous and Lower Tertiary coals as sources for gas accumulations in the Rocky Mountain area. In J. WOODWARD—F. MEISSNER—J. L. CLAYTON eds.: *Hydrocarbon source rocks of the Greater Rocky Mountain region, Rocky Mountain.* — Ass. Geol. Denver: 401—431.
- SULTANOV R. G.—SKRIPKA V. E.—NAMIOT A. YU. 1972: Solubility of methane in water at high temperature and pressures. — *Gazovaja Promyshlennost.* 17. (May): 6—7. (in Russian).
- WAPLES D. W. 1980: Time and temperature in petroleum formation. Application of Lopatin's method to petroleum exploration. — AAPG Bull. 64.: 916—929.

A METÁNKELETKEZÉS ÉS -MIGRÁCIÓ SZÁMÍTÓGÉPES MODELLEZÉSE

Ó. KOVÁCS LAJOS—VETŐ ISTVÁN—HORVÁTH ISTVÁN—ÓDOR LÁSZLÓ

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.

H-1143

ETO: 681.3:510.67:553.98(1—924.55)

Tárgyszavak: számítógépes modell, gázok, metán, genezis, migráció, kompaktió, medence, Pannon-medence

A Pannon-medencére jellemző az érettségnek a mélységgel való lassú növekedése, a gyakori túlnyomás és az üledékek kicsiny szervesanyag-tartalma. Mindez arra utal, hogy a metán vízben való oldódása jelentős szereppel bír a gázmigrációban.

A szerzők egydimenziós számítógépes modellt fejlesztettek ki a gázmigrációra. A modell összekapcsoltan rekonstruálja az üledékek tömörödését és a gázkeletkezést; ennek alapján számítja a keletkezett, a vízben oldva, ill. szabadon jelen lévő és a kőzetből eltávozott (vízben oldva és szabad állapotban egyaránt) gáz mennyiségét, és vizsgálja néhány földtani paraméter hatását a gázmigrációra. A modell Monte-Carlo típusú szimulációval összekapcsolva lehetőséget nyújt a gázkeletkezésre és a migrációra vonatkozó adatok statisztikai tulajdonságainak tisztázására.

A modellnek a Pannon-medencére történt alkalmazása a következő eredményeket adta. Már 3 km-nél kisebb mélységben is jelentős a gázkeletkezés mértéke és a gáz 6—33%-a a kiszoruló pórúsvízben oldva elhagyja a peliteket. A kiszoruló víz feláramlása során az oldott gáz egy része kiválik, és csapdázódhat. Kb. 3 km mélységtől kezdve valószínű a szabad metán jelenléte. Az esetek zömében a szabad metán nem foglalja el a pórústérnek a gázfázisban történő kiáramláshoz szükséges kritikus hányadát; ritkábban a keletkezett gáz néhány %-a szabad gázként hagyja el a peliteket.

Mivel az ismert gázkészletek messze felülmúlják a kompaktiós vízből kivált gáz mennyiségét, felmerül a gázforrás kérdése. Az olajképződés befejeződése után az anyakőzetben visszamaradt olaj-szénhidrogének jelentős része a további érés során gázzá krakkolódik. Ez a „plusz” gáz hozzáadódik a jelen lévő szabad gázhoz, és elindíthatja a gázfázisban történő migrációt. Egyes, a Pannon-medence alatt elhelyezkedő idősebb medencékben a késői kairnozooos időben az érés egy második fázisa kezdődött el, így ezek is gázforrásként szolgálhatnak. Egyes telepek CH₄-gázának nehéz C-izotópban való gazdagsága és nagy nitrogéntartalma alátámasztja ezeket a nézeteket.

A MAGYARORSZÁGI KAINOZÓOS HOMOKOK ÉS HOMOKKÖVEK NEHÉZÁSVÁNY-TARTALMÁNAK MENNYISÉGI VISZONYAI

THAMÓNÉ BOZSÓ EDIT

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 551.77:552.51:553.21(439)

T á r g y s z a v a k : homok, homokkő, ásványos összetétel, nehézasványok, mennyiségi elemzés, kainozóikum, Magyarország

Az 1983-ig elkészült mikromineralógiai vizsgálatok alapján lehetőség nyílt a hazai kainozóos homokok és homokkővek nehézasvány-tartalmának vizsgálatára. Az 5328 db minta 0,1—0,2 mm-es frakciójára vonatkozó adatok összehasonlítása a pszammitok szemcsemérete és kötöttsége szerint, valamint koronként, ill. területegységenként történt gyakorisági hisztogramok és az eloszlások jellemző paraméterei segítségével.

A kainozóos homokok és homokkővek nehézasvány-tartalmának eloszlása nagyon hasonló, a finom szemű pszammitokban viszont általában kisebb a nehézasványok mennyisége, mint a durvább szeműekben.

A különböző korú pszammitok döntő többségének 0,1—0,2 mm-es frakciójában a nehézasványok mennyisége nem éri el a 4 súly%-ot. A földtani kor növekedésével — az oligocén mintákat kivéve — általában csökken a pszammitok nehézasvány-tartalma.

Egy-egy pszammit nehézasványainak mennyisége összefügg a képződmény érettségével, és elsősorban az egykori éghajlat, a reliefenergia, a lepusztulási terület, az üledékanyag első lepusztulásból eredő volta vagy egyszeri, ill. többszöri áthalmazódása és a diagenézis befolyásolja. Hogy melyik tényező milyen mértékben hatott, azt pusztán a nehézasványok mennyiségéből nem lehet egyértelműen megállapítani. Az észlelt különbségek azonban jó támpontot nyújtanak a pszammitok ásványi összetételének értékeléséhez.

A hazai harmad- és negyedidőszaki homokkővekből, ill. homokokból gyűjtött minták 1983-ig publikált és elsősorban a Földtani Intézetben elkészült mikromineralógiai vizsgálati adatai alapján — melyeket SALLAY M. (1984) gyűjteménye tartalmaz — lehetőség nyílt a különböző korú képződmények nehézasvány-tartalmának tanulmányozására és összehasonlítására.

Az említett gyűjteményben összesen 8786 db pszammit mintára vonatkozó, kiértékelésre alkalmas és számítógépen rögzített vizsgálati adatsor van.

A minták 73%-a homok, 27%-a homokkő; ezek több mint kétharmadának ismert a pontos szemcsemérete is: legtöbb a finom és a közép-, kevesebb az apró és még kevesebb a durva szemcséjű. 9,1%-nyi kavicsos homok és kavicsos homokkő is előfordul (1. táblázat).

1. táblázat – Table 1

A vizsgált kainozóos homok, homokkő minták kor és szemcseméret szerinti megoszlása

Distribution of Cenozoic sand and sandstone samples studied, according to age and grain size

	Összes minta	Homokkő	Homok	Finom- szemű	Apró- pszammit	Közép- pszammit	Nagy- pszammit	Kavicsos pszammit
Eocén	645	457	188	345	46	97	57	42
Oligocén	1734	1141	593	421	82	277	60	156
Miocén	1300	518	782	290	103	156	100	213
Pannóniai	2996	190	2806	938	1458	412	64	150
Pleisztocén	2111	45	2066	527	354	278	89	224
Holocén		0						
Összesen (db)	8786	2351	6435	2521	2043	1220	370	785

2. táblázat – Table 2

A vizsgált frakciók megoszlása

Distribution of fractions studied

	0,1 mm alatti frakciók	0,1–0,2 mm-es frakció	0,1–0,2 mm-es- nél tágabb ill. szűkebb	0,2 mm feletti frakciók	Kérdéses	Összesen
Eocén		429	3		213	645
Oligocén	3	1432	7	11	281	1734
Miocén	32	795	18	2	453	1300
Pannóniai	63	1882	502	20	529	2996
Pleisztocén	40	1271	136	25	639	2111
Holocén						
Összesen (db)	138	5809	666	58	2115	8786

A vizsgálatok 66,1%-át az összehasonlításra legalkalmasabb 0,1–0,2 mm-es szemcse-frakción végezték. Ennél kisebb szemcsékre vonatkozik az adatok 1,6%-a, a nagyobbakra pedig a 0,7%-a. További 7,5%-uk olyan tágabb vagy szűkebb frakciókon készült, amelyek magukban foglalják a 0,1–0,2 mm-es szemcseméret-tartományt is, ill. abba bele-

esnek (2. táblázat). Az adatok 24,1%-ában azonban a szerzők nem közölték, és utólag sem lehet kideríteni a vizsgált frakció szemcseméretét. (Az 1. és a 2. táblázatban a pleisztocén és a holocén adatok összevonva szerepelnek, mivel 153 db olyan kvarter minta van, amelynek a pontosabb kora nem ismert.)

A minták 80,1%-án nehé- és könnyűasvány-vizsgálatot is végeztek. 19,6%-ból csak nehé-, 0,3%-ból pedig csak könnyűasvány-vizsgálat készült. A nehéasvány-vizsgálaton átesett minták döntő többsége (85%-a) esetében ismert a vizsgált frakció nehéasványainak mennyisége, amit az előkészítés során alkalmazott bromoformos leválasztással állapítottak meg. Ezek közül az összehasonlíthatóság érdekében csak a leggyakrabban vizsgált 0,1–0,2 mm-es frakcióra vonatkozó 5328 db adat került értékelésre.

A különböző korú mintákban a nehéasványok mennyiségének eloszlását az 1. ábra gyakorisági hisztogramjai mutatják. Az eloszlások jellemző paramétereit a 3. táblázat tartalmazza. A hisztogramok elkészítéséhez és a paraméterek kiszámításához Ó. Kovács L. készített számítógépes programot. A hisztogramok technikai okokból csak a 0–20 súly% közötti adatokat tartalmazzák, melyek a minták 96–99%-át felölelik.

Az 1. ábra és a 3. táblázat adatai alapján látható, hogy a különböző korú pszammitok 0,1–0,2 mm-es frakciójában a nehéasványok mennyiségének eloszlása aszimmetrikus, és az értékek többsége nem éri el a 4 súly%-ot. A fiatalabb korú minták nehéasvány-tartalmának eloszlása általában egyre jobban eltolódik a nagyobb súly% értékek felé. Ezt a tendenciát a mediánok is jól tükrözik, bár az oligocén képződményeknél — viszonylag nagy nehéasvány-tartalmuk miatt — törés tapasztalható. A hisztogramok részletesebb vizsgálata szerint az eocén minták esetében 0,0–0,1 súly% közé több érték esik, mint máshová. Ez a jellemző intervallum a fiatalabb képződményekben egyre jobban eltolódik a nagyobb értékek felé — az oligocén pszammitoknál 0,2–0,3 és 0,1–0,2; a miocén mintáknál 0,2–0,3; a pannóniaiaknál 0,3–0,4; a pleisztocéneknek 0,7–0,8; a holocén homokoknál pedig 2,3–2,4 súly% —, ami szintén a nehéasványok mennyiségének növekedését jelzi a földtani kor csökkenésével.

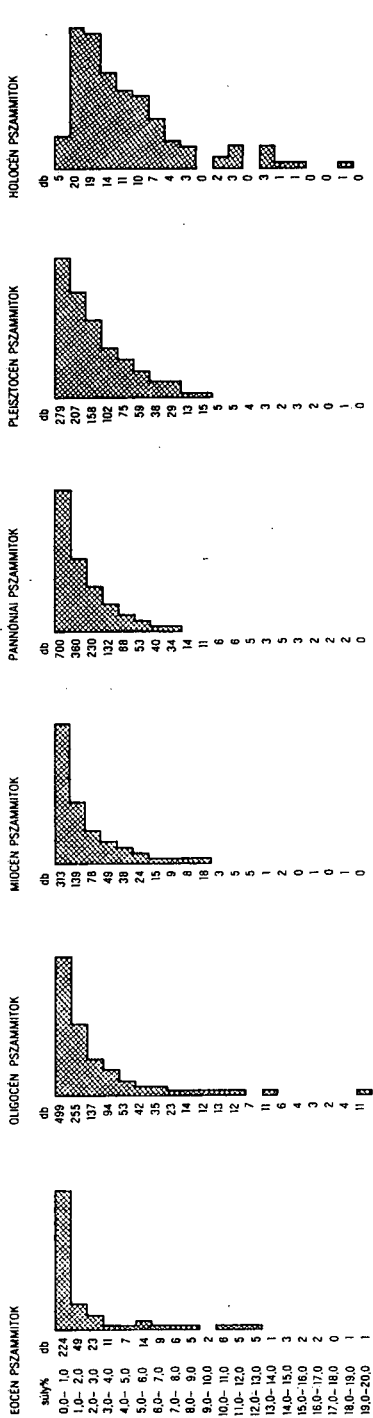
A rendelkezésre álló nagyszámú adat segítségével lehetőség nyílik a pszammitok kötöttsége, ill. szemcsemérete és a 0,1–0,2 mm-es frakció nehéasvány-tartalma közötti kapcsolat vizsgálatára is. A különböző korú mintákat együttesen figyelembe véve a homokok, a homokkővek, a finom, az apró, a közép- és a nagy szemű pszammitok nehéasvány-tartalmának eloszlását és jellemző paramétereit a 2. ábra és a 4. táblázat tartalmazza. Ezek szerint a homok- és a homokkő minták nehéasvány-tartalmának eloszlása nagyon hasonló, bár a mediánok szerint a homokok valamivel nagyobb mennyiségű nehéasványt tartalmaznak. A különböző szemcseméretű pszammitok esetében viszont már nagyobb az eltérés. A finom szeműek 0,1–0,2 mm-es frakciójának általában kisebb a nehéasvány-tartalma, mint a nagyobb szemcseméretűeké.

A kiértékelt, különböző korú pszammitok mintavételi helyeinek területi megoszlását és az egyes területekre eső mintákban a nehéasványok mennyiségének eloszlását jellemző paramétereket az 5. táblázat tartalmazza. (A szórás és a medián csak azokon a területeken szerepel, ahonnan legalább 10 minta származik.) A táblázat segítségével összehasonlíthatók a különböző, eltérő fejlődéstörténetű tájegységek értékei.

A Soproni-hegységből származó kevés miocén mintá nehéasvány-tartalma nagyobb (átlagosan 4,6 súly%), mint az ugyanolyan korú, de más területekről való pszammitoké.

A kisalföldi pannóniai mintákra is ugyanez jellemző, de alacsonyabb átlagos nehéasvány-tartalom (3,0 súly%) mellett.

A Dunántúli-középhegységből és annak ÉNy-i, ill. DK-i előteréből származó pszammitok nehéasvány-tartalma a többi értékkel összehasonlítva közepes. Ezen a területen az eocén minták viszonylag kis nehéasvány-tartalmúak, bár a Déli-Bakonyban és a Dorogi-medencében átlagos mennyiségük a 6, ill. 3 súly%-ot is eléri. A harmadidőszakon belül az



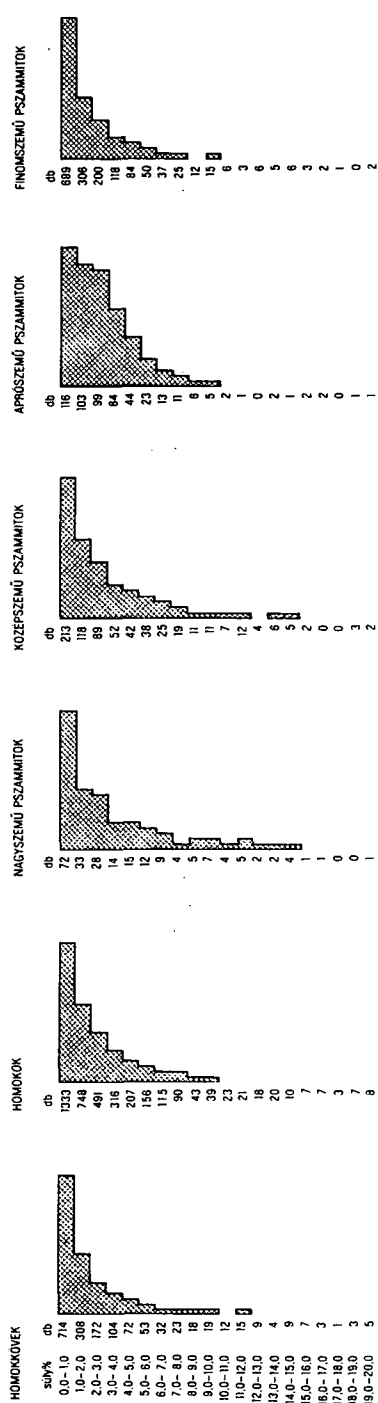
I. ábra. A nehézsúlyanyagok mennyiségének gyakorisági eloszlása a különböző korú minták 0,1—0,2 mm-es frakciójában

Fig. 1. Frequency distribution of the heavy mineral content in the 0.1 to 0.2 mm fraction for samples of different age

3. táblázat — Table 3
A nehézsúlyanyag-tartalom eloszlásának jellemző paramétereit a különböző korú minták 0,1—0,2 mm-es frakciójában

Parameters typical of the heavy minerals content distribution, in the 0.1 to 0.2 fraction of samples of different age

	Mintaszám	Átlag	Szórás	Medián
Eocén	382	2,76	5,72	0,70
Oligocén	1287	4,04	8,17	1,45
Miocén	720	2,75	4,91	1,20
Pannóniai	1708	2,39	3,63	1,34
Pleisztocén	1002	2,94	3,10	2,10
Holocén	105	4,93	5,42	3,55



4. táblázat – Table 4

A nehézsúly-tartalom eloszlásának jellemző paraméterei a homokkővek, a homokok és pszammitok 0,1–0,2 mm-es frakciójában

Parameters typical of the heavy minerals content distribution, in the 0,1 to 0,2 mm fraction of sandstones, sand and psammites

	Mintaszám	Átlag	Szórás	Median
Homokkővek	1615	3,05	6,16	1,20
Homokok	3713	3,04	5,02	1,60
Finomszemű pszammitok	1587	2,54	4,71	1,28
Aprószemű pszammitok	504	3,31	4,46	2,30
Középszemű pszammitok	680	4,18	7,38	2,10
Nagyszemű pszammitok	224	4,13	5,42	2,29

2. ábra. A nehézsúlyok mennyiségének eloszlása a homokkővek, a homokok és a különböző szemcseméretű pszammitok 0,1–0,2 mm-es frakciójában

Fig. 2. Frequency distribution of the heavy mineral content of sand/sandstones and of the 0.1 to 0.2 mm fraction of psammities of diverse grain size

5. táblázat— Table 5

A nehézsávnyok mennyiségének eloszlását jellemző paraméterek a minták 0,1 – 0,2 mm-es frakciójában
Parameters typical of the heavy minerals distribution in the 0.1 to 0.2 mm fraction of the samples

	Eocén				Oligocén				Miocén				Pannóniai				Pleisztocén				Holocén			
	1.	2.	3.	4.	1.	2.	3.	4.	1.	2.	3.	4.	1.	2.	3.	4.	1.	2.	3.	4.	1.	2.	3.	4.
Soproni-hg.									13	4.57	4.02	3.50												
Kisalföld													61	3.02	2.66	2.46					3	9.47		
Dunántúli-khg. ÉNY-i és DK-i elő- terével	381	2.76	5.72	0.69	1129	4.23	8.64	1.43	88	2.38	5.33	1.05	171	2.23	3.09	1.30	61	3.11	2.93	2.27			2	2.40
Dunántúli-dombság									36	4.49	5.23	2.87	74	2.25	2.83	1.53	14	2.02	1.51	1.73			4	15.02
Mecsek és Baranyai-dombság									260	2.77	4.07	1.43	89	2.46	4.56	1.12	20	1.56	2.65	0.77				
Északi-khg. déli előterével					158	2.70	2.86	1.60	322	2.57	5.37	1.01	475	2.37	4.23	1.06	147	4.25	3.89	3.50	34	4.17	3.33	3.32
Észak-Alföld													88	1.49	1.61	0.90	111	1.34	1.12	0.96			5	3.78
Duna-Tisza köze													392	2.69	3.58	1.99	197	3.50	2.40	3.05	11	3.67	4.81	2.31
Tiszántúl													358	2.31	3.41	1.21	450	2.72	3.17	1.51	46	4.85	3.69	3.65

1 = mintaszám, 2 = átlag, 3 = szórás, 4 = medián

oligocén minták nehézasvány-tartalma a legnagyobb, különösen a Vértes és a Gerecse ÉNy-i előterében, valamint a Bakonyban. A miocén és a pannóniai mintákban kisebb és hasonló eloszlású a nehézasványok mennyisége. Csak a középhegység DK-i előterében jelentkeznek nagyobb, 2–3 súly%-os átlagok. Végül a pleisztocén minták nehézasvány-tartalma a legnagyobb, a 4 súly%-os átlagot is meghaladja a Keszthelyi-hegységben, a Tapolcai- és a Dorogi-medencében.

A Dunántúli-dombság területéről viszonylag kevés minta származik, ezek között a holocén és a miocén pszammitok nehézasvány-tartalma a legnagyobb.

A Mecsekből és a Baranyai-dombságokról vizsgált mintákban a nehézasványok átlagos mennyisége a földtani kor csökkenésével csökken, legmagasabb a Keleti-Mecsek miocén és pannóniai képződményeiben.

Az Északi-középhegységből és annak déli előteréből származó minták között a pleisztocén és a holocén korúak nehézasvány-tartalma a legnagyobb. A harmadidőszaki pszammitok közül az oligocének tartalmazzák itt a legtöbb nehézasványt, átlagos mennyiségük a Bükkben, a Duna bal parti rögökben és a Sajóvölgyi-medencében meghaladja a 3 súly%-ot. A miocén minták közül a zempléniek és a kelet-nógrádiak átlagos nehézasvány-tartalma éri csak el a 3 súly%-ot. A pannóniai pszammitok esetében a hegységek és a hegységközi medencék képződményeinek nehézasvány-tartalma lényegesen alacsonyabb, mint a hegység déli előterében találhatók. Az Aszód–Ceglédi-dombság területéről, Pest környékéről és a Mátra aljáról származó minták átlaga eléri a 3 súly%-ot. A pleisztocén pszammitok nehézasvány-tartalma is ezeken a területeken a legnagyobb.

Az észak-alföldi pannóniai és pleisztocén minták nehézasvány-tartalma igen kicsi, a legkisebb átlagértékek itt jelentkeznek az adott korokon belül a többi területhez képest.

A Duna–Tisza közti pannóniai mintákban a nehézasványok mennyisége viszonylag nagy, a pleisztocén homokoké pedig még azt is lényegesen meghaladja. Mindkét kor esetében a terület D-i részén (Bácskában) jelentkeznek a legnagyobb átlagértékek.

A Tiszántúlon a pannóniai minták nehézasvány-tartalma hasonló a Duna–Tisza közikezhez. A terület északabbra eső részén (Szatmári-síkság, Hajdúság és Nagyunság) nagyobbak az átlagértékek, mint a délebbre eső Körös–Berettyó vidéken és a D-Tiszántúlon. Ezzel szemben a kissé nagyobb nehézasvány-tartalmú pleisztocén képződmények közül a dél-tiszántúliak tartalmazzák átlagosan több nehézasványt, végül a holocén mintákban a legnagyobb a nehézasványok mennyisége ezen a területen.

A pszammitok nehézasvány-tartalmát ásványi összetételükhöz hasonlóan igen sok tényező befolyásolja. Elsősorban a lepusztulási terület litológiája, klímája, domborzata, a lepusztuló kőzet ásványainak szemcsemérete, kémiai és fizikai stabilitása a mállás, ill. a szállítás során és a lerakódás után, a szemcsék hidrodinamikai tulajdonságait megszabó fajsúlyuk és alakjuk, valamint a szállítás, a lerakódás és a diagenezis körülményei. Ezekre a tényezőkre csak a nehézasványok mennyiségének ismeretében nem lehet következtetni, ráadásul általában csak egyetlen szemcseméret-frakció nehézasvány-tartalmát ismerjük. Mégis a nehézasványok mennyiségét koronként, ill. területenként tekintve, a különbségek mindenképpen az üledékképződésben bekövetkezett változásokat és a diagenezis hatását jelzik.

Száraz, hűvös éghajlaton a kémiai mállás alárendeltsége miatt a pszammitok nehézasvány-tartalma várhatóan nagyobb, mint a nedves, meleg klímán kialakultaké. Részben ezzel magyarázható a pleisztocén és a holocén minták kiugróan magas nehézasvány-tartalma.

Nagyobb reliefenergia esetén a gyors lepusztulás és betemetődés hatására csökken a mállás időtartama, ami nagyobb nehézasvány-tartalmú üledékek lerakódását eredményezheti a kisebb reliefenergiájú területekhez képest. Az oligocén és a pleisztocén pszammitok nagyobb nehézasvány-tartalma a domborzat hatását tükrözheti.

Az eltérő lepusztulási terület tükröződhet a soproni-hegységi miocén és a kislalföldi pannóniai pszammitok nagyobb értékeiben.

A Dunántúli-középhegység és a Mecsek egyes részein a képződmények nagyobb nehézasvány-tartalma a harmadidőszaki magmatitok, ill. vulkanitok és az idősebb magmás vagy metamorf kőzetek intenzív első lepusztulásával magyarázható. A Duna–Tisza közti pleisztocén homokok magas értékei a Duna megjelenésével; a tiszántúli magas holocén értékek pedig esetleg a Tisza mellékfolyóinak megjelenésével, nagy mennyiségű hordalék lerakódásával és az eltérő lepusztulási területtel függhetnek össze.

Az idősebb törmelékes üledékes kőzetek áthalmozása a nehézasványok mennyiségének csökkenését eredményezi. Ez okozhatja az észak-alföldi pannóniai és pleisztocén minták alacsony értékeit.

A diagenézis hatása a homokok és a homokkövek nehézasvány-tartalmának nagyon hasonló eloszlása alapján nem tűnik nagynak. Ezzel szemben a pleisztocén minták kisebb nehézasvány-tartalmát a holocénekhez képest a betemetődés utáni korai diagenézis okozhatja.

A földtani kor növekedésével csökkenő nehézasvány-tartalom szintén az ásványok lerakódás utáni kioldódásával függhet össze.

Ezeket a feltételezéseket azonban csak a pszammitok ásványi összetételének részletes vizsgálatával lehet bizonyítani.

IRODALOM – REFERENCES

- BÁRDOSY Gy. 1957: Statisztikai módszerek alkalmazása a földtanban. — Földt. Közl. 87.: 325–342.
 GRIFFITHS J. C. 1967: Scientific method in analysis of sediments. — New York.
 MOLNÁR B. 1971: A mikromineralógiai vizsgálatok alkalmazása a földtani kutatásban. — Az üledékes petrográfia újabb eredményei. Budapest, MTE SZ, Magyarhoni Földtani Társulat: 123–176.
 PETTJOHN F. J. 1975: Sedimentary Rocks. — New York.
 SALLAY M. 1984: A magyarországi harmad- és negyedidőszaki üledékes képződmények mikromineralógiai adatai. I–VI. — Földt. Int. Adattára, kézirat.
 WALLACHER L. 1989: Üledékes kőzetek és kőzetalkotó ásványaik. — Egyetemi jegyzet, Tankönyvkiadó, Budapest.

THE QUANTITATIVE RATIO OF HEAVY MINERALS IN THE CENOZOIC SANDS AND SANDSTONES IN HUNGARY

by

E. THAMÓ-BOZSÓ

Hungarian Geological Institute
 Budapest, Stefánia út 14.
 H-1143

UDC:551.77:552.51:553.21(439)

Key-words: sand, sandstone, mineral composition, heavy minerals, quantitative analysis, Cenozoic, Hungary

Micromineralogical studies carried out till 1983 have allowed us to study heavy mineral content of the Cenozoic sands and sandstones found in Hungary. Data relating to the

fraction ranging from 0.1 to 0.2 mm were compared, for a total of 5328 samples, according to the grain size and the level of bonding for each stratigraphic and areal unit, as based upon frequency histograms and the typical parameters of distribution patterns.

The distribution of heavy mineral content is rather similar in the Cenozoic sands and sandstones. However, the heavy mineral content is generally lower for fine-grained psammites than for the coarse-grained ones.

For the major part of psammites of different age, in the 0.1 to 0.2 mm fraction the heavy mineral content does not attain 4 weight%. The heavy mineral content of psammites, except for the Oligocene samples, generally decreases with increasing geological age.

The heavy mineral content of psammites depends on the grade of maturity of the formation and is influenced mainly by the following factors: palaeoclimate, the relief energy, the source area, the fact that the deposit is a product of primary denudation or of a single or multiple reworking, and the diagenesis. The degree of influence of each factor cannot be clearly determined purely from the heavy mineral content. However, the observed differences provide a proper basis for the evaluation of mineral composition of psammites.

U-ASZTALOS PLAGIOKLÁSZ VIZSGÁLATOK MÁRIANOSZTRAI DÁCIT VULKANITOKON

ÖRKÉNYINÉ BONDOR LÍVIA

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 553.21:552.32:548.232(234.373.33)

T á r g y s z a v a k : Dácit, ásványos összetétel, földpátok, plagioklász, kristálytan, Börzsöny

A márianosztrai fúrásokkal feltárt dácit plagioklász fenokristályai anortit-tartalomban és ikresedésben eltérnek a börzsönyi andezitek plagioklászaitól. Az An-tartalom szélső értékei 40 és 75 %. A mért plagioklászok 54 %-ának An-tartalma 50–60 % közötti érték.

Az ikresedésben észlelt egyik különbség az, hogy jelentős számban fordulnak elő egyszerű ikrek az albit, karlsbadi, roc-tournéi, ala, manebachi és aklin törvények szerint. A fenokristályok többsége itt is poliszintetikus iker, de gyakran egyugyanazon törvény ismétlődik, nem pedig az andezitekben oly jellemző, geometriailag megkövetelt hármas váltakozik. Végül jelentős minőségi különbség, hogy a (010) összenövési sík mellett a dácitokban nagyobb szerep jut a (001) összenövési síknak, sőt néha még a rombusz metszetnek is a [010] zónában, a periklin ikreknél.

A magmás folyamatok során több fontos állomást, a fizikai-kémiai körülmények megváltozását, magmakeveredést igazolnak a földpátok.

Bevezetés

A Börzsöny hegység harmadkori vulkáni kőzeteinek fő tömegét, és egyúttal a hegység fő tömegét alkotó andezit nagyon hálás anyagot szolgáltat az U-asztalos földpát-kutatásához. A hegységben alárendeltebben előforduló dácit plagioklász kristályaival is érdemes foglalkozni, még akkor is, ha jelenleg nincs műszeres lehetőség ugyanazon mintán mikroszonda-elemzést és röntgenfelvételt készíteni, és a három vizsgálatot együttesen értékelni.

A Márianosztra 1. sz. fúrás plagioklászainak U-asztalos vizsgálata során kiderült, hogy ezek a porfiroz földpátok nemcsak anortit-tartalomban térnek el az andezitek porfiroz földpátjaitól, hanem kristálytani jellemzőikben, így az ikerképződésben is. A későbbiekben a 10., 11., 12., 13. és 14. sz. fúrások kőzeteiből készült vékonycsiszolatok áttekintése azt mutatta, hogy ez a dácit vulkanit, amely mind a kőzet szövetét tekintve, mind pedig a porfiroz elegyrészeket tekintve eléggé egységesnek mondható, térben korlátozott kiterjedésű,

A plagioklászok ikertörvényei BURRI C. nyomán

Plagioclase twin laws after C. BURRI

Normál ikrek (Normal twins)

Nr.	Ikertörvény (Twin law)	Ikertengely (Twin axis)	Összenövési sík (Intergrowth plane) (olo)
a	Albite	\perp (010)	(010)
b	Manebach	\perp (001)	(001)
c ₁	Baveno-right	\perp (021)	(021)
c ₂	Baveno-left	\perp (0 $\bar{2}$ 1)	(0 $\bar{2}$ 1)
d ₁	unknown	\perp (111)	(111)
d ₂	unknown	\perp (1 $\bar{1}$ 1)	(1 $\bar{1}$ 1)
e ₁	„Prisma” (130)-right	\perp (130)	(130)
e ₂	„Prisma” (130)-left	\perp (1 $\bar{3}$ 0)	(1 $\bar{3}$ 0)
f ₁	„Prisma” (110)-right	\perp (110)	(110)
f ₂	„Prisma” (110)-left	\perp (1 $\bar{1}$ 0)	(1 $\bar{1}$ 0)
g	X	\perp (100)	(100)
h	Cumnersdorf	\perp ($\bar{2}$ 01)	($\bar{2}$ 01)
i ₁	Breithaupt-right	\perp ($\bar{1}$ 11)	($\bar{1}$ 11)
i ₂	Breithaupt-left	\perp ($\bar{1}\bar{1}$ 1)	($\bar{1}\bar{1}$ 1)
k ₁	Goodsprings-right	\perp ($\bar{1}$ 12)	($\bar{1}$ 12)
k ₂	Goodsprings-left	\perp ($\bar{1}\bar{1}$ 2)	($\bar{1}\bar{1}$ 2)

és változó vastagságú. A 14. sz. fúrás már piroxénandezitet harántolt, és nem dácitot. A 12. sz. fúrás földpátjai még dácitra utalnak, de a piroxének és a kőzet szövete az andezit felé mutatnak átmenetet.

Kőzettani jellemzés

A dácitot harántolt fúrásokban általában alul lávakőzet, felül piroklasztit mutatkozott. A legteljesebb, legvastagabb rétegsor a Márianosztra 1. sz. fúrásból ismert, itt 90 m vastag a dácitos vulkáni kőzet. Az alsó, 47 m vastag lávakőzet közepén tufacsík jelzi a többszöri kitörést. A felső, 40 m vastag piroklasztitot tufa alkotja, de az alsó részén tufit is látható.

1. táblázat folytatása — Table 1 cont.

Párhuzamos ikrek (Parallel twins)

Nr.	Ikertörvény (Twin law)	Ikertengelyek (Twin axes)	Leggyakoribb összenövési sík
l_1	Pericline	[010]	„arombusz” metszet (010), (001)
m	Ala	[100]	
n	Carlsbad	[001]	
o_1	Petschau-right	[110]	?
o_2	Petschau-left	[$\bar{1}\bar{1}0$]	?
p_1	Nevada-right	[$\bar{1}12$]	?
p_2	Nevada-left	[$\bar{1}\bar{1}2$]	?

Összetett ikrek (Complex twins)

Nr.	Ikertörvény (Twin law)	Ikertengelyek (Twin axes)	Összenövési sík
q	Manebach-Ala (= Acline)	$\frac{\perp}{(001)} [100]$	(001)
r	Albite-Ala	$\frac{\perp}{(010)} [100]$	(010)
s	Manebach-Periclin (= Scopi)	$\frac{\perp}{(001)} [010]$	(001)
t	Albite-Carlsbad (= Roc Tourné)	$\frac{\perp}{(010)} [001]$	(010)
u	X-Carlsbad (= Aklin B)	$\frac{\perp}{(100)} [001]$	(100)
v	X-Pericline (= Carlsbad B)	$\frac{\perp}{(100)} [010]$	(100)

A szövet általában mikroholokristályos porfiros. Az alapanyag túlnyomórészt izometrikus xenomorf földpát szemcsékből, elvéve négyzet keresztmetszetű hipidiomorf földpát kristályokból áll. Ez utóbbi mintákban a porfiros elegyrész zöme földpát, a színes szilikát elenyésző. Kevés mintában fordul elő léces földpát az alapanyagban, a földpát lécek mellett rendszerint amfibol tűk is felismerhetők.

Az alapanyag földpát szemcséi 5–50 μm közötti nagyságúak. Az 1. sz. fúrás 60–64 m mélységéből származó mintában egyöntetűen 20–30 μm nagyságúak az alapanyag kristályai, és itt a porfiros földpátok is nagyobbak az átlagnál, 0,5–1,5 mm átmérőjűek. A nagyságon kívül ezek a plagioklászok az ikresedésben és az átalakulás mértékében különbséget mutatnak az átlagtól. A 13. sz. fúrásban helyenként sok a mozaikos kvarc.

Amint az 1. táblázat mutatja, az alapanyag mennyisége 58–65% között ingadozik. A porfíros elegyrészeket mindenütt a plagioklász, amfibol és biotit képviselik, de ezek mennyisége és minősége nem azonos az egyes kőzetmintákban, tehát nem egészen egyveretű a különböző kitorések anyaga.

A színes szilikátokat a 2–8 térf.% között változó mennyiségű amfibol, és a 0,5–5% biotit képviselik.

Minden minta tartalmaz amfibolt, de ennek mennyisége, a fúrásokban alulról felfelé csökken (1. táblázat). Az átalakulás, amely magmás felemésztdésnek nevezhető, a fúrásban alulról fölfelé nő. Az 1. sz. fúrásban 60–68 m között a csaknem teljesen elbontott, amfibol, és az átalakulás kezdetét csak az opak koszorú jelezte hornblende együttes jelenléte feltehetően két különböző idejű kiválást jelent. A 12. sz. fúrásban az ép, idiomorf amfibol kristályok gyakran piroxénnal nőnek össze oly módon, hogy az amfibol kiválásának kezdetét tehetjük korábbra.

Az 1. sz. fúrásban nem ritka jelenség, hogy a részben bontott amfibol belsejében biotit kristályosodott. 68–73 m között az alapanyagban is megjelennek az amfibol lécek. Az 1. táblázatban szereplő „egyéb” ásványos szövvény nagy része az amfibol elbontásából származó magnetit, limonit, klorit és az agyagásványok együttese, amely elérheti a 16%-ot is.

A biotit a 12. és 14. sz. fúrások kivételével minden mintában megtalálható, de egyenlőtlen eloszlása miatt nagyon változó mennyiségben. Némely szemcsében szagenitrács látható, de ez egyazon mintán belül sem általános. Gyakori a földpát zárvány és a földpáttal történt irányított összenövés. A biotit zöme lepidomelános összetételű.

A korai kiválású járulékos ásványok közül az apatit és cirkon érdemel figyelmet. Mindkettő többnyire a plagioklászok zárványaként jelentkezik, többnyire irányított elhelyezkedésben. Az 1. sz. fúrásban az apatitmennyiség alulról felfelé csökken.

A kvarc mint utolsó kristályos elegyrész kevés mintában és inkább csak a rétegsor felső részén jelenik meg. A térfogatos ásványos összetétel mérésekor az „egyéb” kategóriába került.

Előfordulnak nagy gránátszemcsék, több mm-esek is, ezek némelyike turmalin zárványt tartalmaz. Valószínűleg kontakt ásványként keletkezett a gránát.

A Márianosztra 11. sz. fúrásban a 12,0–15,0 m közötti dácittufa vékonycsiszolatában gneisz zárvány látható. Irányított szövetű kőzet, elegyrészei a kvarc, mozaikos kvarc, valamint muszkovit.

A porfíros földpátok U-asztalos vizsgálata

Alaki sajátosságok. Az idiomorf és hipidiomorf plagioklász kristályok általában 150–600 μm , de némely kőzetben 500–1500 μm nagyságúak. Az egykristályok mellett gyakori a glomerokristály, a synneusis szép példáit is láthatjuk. Előfordul látszólagos synneusis is. Az ikresedés miatt csak U-asztallal látható a közös mag és közös zónák, és ez nem egymás mellé sodródott, hanem egykristályként növekedett szemcsét igazol.

Az egykristályok kevésbé megnyúltak, tehát a c:a és c:b tengelyarányok kisebbek, mint az andezitekben. Három, egymásra merőleges irányú vékonycsiszolat nagyszámú plagioklász metszete alapján adódott ez a megállapítás, hiszen a metszet véletlenszerűsége miatt csak statisztikus vizsgálat lehetséges.

Az izometrikus, sokszor hatszöges keresztmetszetű kristálymag körül zónásan növekvő plagioklász kristályok általában sűrűn zónásak, kivételt képeznek az 1. sz. fúrás középső részének kőzeteiben lévő, széles ikerlemezekből álló, nagy földpátok.

Megfigyelhetünk olyan szemcséket, amelyeknél a belső zónák egy sora beugró szöggel ikerkristályra utal, az optikai indikatrix viszont azonos orientációjú. A kristály további

növekedése során a beugró szögek lassan eltűnnek, és a külső zónák már az optikával megegyezően egykristály-kontúrt mutatnak. Erre a jelenségre az ikerképződésnél vissza kell térni. A belső mag hatszöges keresztmetszetére az An-tartalomnál kell visszatérni. Az egyenértékű lapok (azonos kristályformák véglapjai) növekedése gyakran eltérő sebességgel történt, a középponttól való távolság különböző. Zárványként az apatit figyelemre méltó, különösen az 500 μm körüli kristályokban, ahol irányítottan helyezkedik el. A cirkon zárvány elég ritka.

Nagy gyakorisággal fordul elő a kőzetüveg, illetve a mikro-kriptokristályos alapanyag a plagioklász belsejében. Gyakran csak a kristály külső zónája ép, a belső részét felemésztette a magma. Genetikailag különbséget kell tenni a kristály növekedése során bezárt üvegzárványok és a későbbi átalakulási folyamatok között. Mikroszkopos elemzés nyújthatna felvilágosítást arról, hogy a valódi zárványok összetétele alapján milyen összetételű magmából kristályosodott az adott kristály adott zónája.

Problémák sorát veti fel, de ugyanakkor a képződés történetének hosszabb folyamat-sorát mondhatja el a második zárványos csoport, amelyet az irodalomból „mantled feldspars” néven ismerünk. Az irodalomban a földpátok belsejének ilyen alakulását kristálytanilag dendrites és vázkristályos kristálynövekedésnek tartják, kőzetgenetikailag pedig a magmakamrában történt magmakeveredés tanújának. (HIBBARD M. J. 1981, KUO L. C.—KIRKPATRICK R. J. 1982.)

A mikroszkópi kép alapján többféle típus különíthető el, de bizonyos vonásokban megegyeznek. Így a növekedés azon sajátosságában, hogy a mag és a magot követő néhány zóna típusosan vulkáni plagioklász fenokristályra utal. Ezután jön a kristály térfogatának jelentős, többnyire 50–80%-át kitevő, a kristály középpontjához viszonyított zónásságot teljesen nélkülöző ún. „patchy” zónás, „dendrites”, „vázkristályos” néven ismert öv, majd ekörül rendszerint keskeny, sűrűn zónás szegély. Ettől eltérő ritka megjelenési mód, amikor nem egy övet alkotva, hanem a kristályba szeszélyesen, pl. ujjszerűen benyúlva jelenik meg a „patchy”-zónás, dendrites rész.

Abban is megegyeznek ezek a szemcsék, hogy üvegzárványt, többnyire rekrisztallizációt mutató kriptokristályos zárványokat tartalmaznak, sokszor a térfogat 50%-át is elérő mennyiségben. Kőzetüveggel körülvett vázkristály alaki képét mutató megjelenésében nem támaszt kétséget az irodalomból ismert, természetes kőzetekből leírt és kísérleti eredményekből ismertetett előfordulások képződési magyarázatával szemben. Gyors lehűlés, jelentős túlűlés okozta vázkristályképződésként értelmezhetők. Sok olyan szemcse is előfordul a márianosztrai dácitokban, amelyeknek ilyen képződési magyarázata ellentmondásokba ütközik.

Gyakori kép, hogy mikroszkóppal többé-kevésbé, de néha egészen jól elkülöníthető, tökéletesen azonos optikai orientációjú kristálymagokat egy (általában csak egy) köpeny vesz körül, és mintegy sok parányi, egyirányú kristályt képeznek, sokszor nagyon szépen fejlett határolólapokkal a mag és a szegély közötti övben. Lehet, hogy a kristály közepétől távolabb eső síkmetszet sajátosságaként látjuk elszigeteltnek a kristálymagokat, és nem érzékeljük vázkristály jellegét, de ilyen nagyszámú földpátnál a centrális metszetnek is lenne esélye. Az irodalomban közölt fényképeken sem sikerült vázkristályszerű kapcsolatot találni a kis magok között. Gyakran, de nem kizárólagosan üvegzárványok körül alakulnak ki a parányi kristályok.

Még inkább kétséget támaszt a vázkristály-növekedéssel szemben az a megjelenési mód, amikor nem is sík lapokkal határolt apró kristályokkal találkozunk, hanem görbe vonalakkal elválasztott, kétféle kioltási helyzetet mutató részekkel. Sok esetben nincs is éles, csak elmosódott határvonal a kettő között. Ha lenne rá mód, először a két különböző kioltású rész alkália-tartalmát kellene megnézni, ugyanis néhol a pertites szételegyedésre emlékeztet a mikroszkópi kép.

Ha kíváncsiaknak látjuk is egy nagy irodalommal rendelkező, 7 éve nagyjából lezártnak vélt probléma újraboncolását, a vitatható részletektől függetlenül biztosnak vehetjük, hogy a közetalkotó porfiros plagioklászok ezen részének kialakulásakor nagyarányú változás állt be a magma állapotában. A kémiai és fizikai viszonyok jelentős változását tanúsítja ez a jelenség, minden bizonnyal anyag-hozzájárulást. Az irodalmi ismeretek szerint ez a fajta jelenség kristálytanilag vázkristályképződés, magmagenetikailag pedig a magmakamrában történt magmakeveredés. A magma fejlődésének egy fontos szakaszában nyújthat egzakt eredményeket a részletek tisztázásában a jelenség dendrit-vázkristály voltának kizáró kizáró bizonyítása, a pszeudomorfóza, szételegyedés kizárása vagy lehetőségének bizonyítása (a rezorbcio lehetőségét vizsgálták, és kizárták). Ezen kutatások azonban a kristályosodás elméleti eredményeinek további fejlődését is feltételezik. Az utóbbi 20 év elméleti és kísérleti kristálynövekedési eredményei már konkrét növekedési számításokat is lehetővé tettek, de a blokkelmélet alapjain nyugvó ismeretek a vázkristály-növekedés és szilárd fázisban történt szételegyedés magyarázatában még sok kívánnivalót hagynak maguk után.

An-tartalom. A porfiros plagioklász kristályok anortit-tartalma 40–75% közé esett, tehát tág határok között változik. A mért földpátok 54%-ának anortit-tartalma 50–60% között van (1. ábra). A szemcsék közepén általában 70% körüli az An-tartalom, de előfordul 55% is a magban. A kisebb, 200–400 μm átmérőjű hipidiomorf- vagy idiomorf-szemcsék An-tartalma 55% körüli. A „mantled” földpátok szegélyzónája többnyire 55%, ritkán 58–60% An-tartalmú. A még mérhető legkisebb plagioklász An-tartalma 36–38%.

Figyelemre méltó, hogy a legnagyobb plagioklász kristályok külső zónája 60% körüli An-ot tartalmaz, a legkisebb szemcsék 40% körüli An-ot. Tehát a földpát kristályosodásának utolsó szakaszában a nagy kristályok már nem növekedtek, illetve az észlelhetőség határán aluli mértékben növekedtek.

A belső mag hatszög alakú metszetének gyakorisága nagy An-tartalmú kiválást kellene jelezzon, holott a legnagyobb An-érték sem haladta meg a 78%-ot. A hatszöges keresztmetszet nem a legnagyobb földpátok jól mérhető, ép magjaira jellemző, hanem a közepes és kis plagioklász kristályokra, amelyek magjának a helyén többnyire rekrisztallizációt mutató kőzetüveg látható. Ez a megfigyelés összhangban van azzal a mérési eredménnyel, hogy a legnagyobb földpátok savanyúbbak voltak, mint a közepesek a mag és köpeny zónában.

Ikerképződés. Az ikerképződésben a poliszintetikus ikerk uralkodnak. Az ikerképződés általános, az egyszerű ikerk ritkábbak, inkább a kisebb szemcsék között fordulnak elő. Egyszerű ikerként a karlsbadi a leggyakoribb, de az albit, ala és aklin is jelentős.

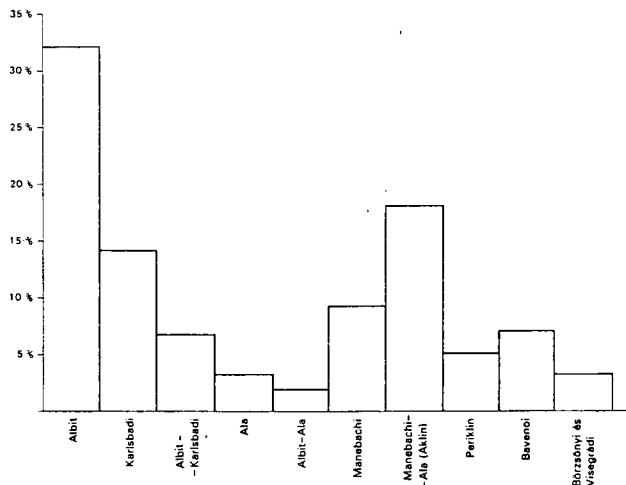
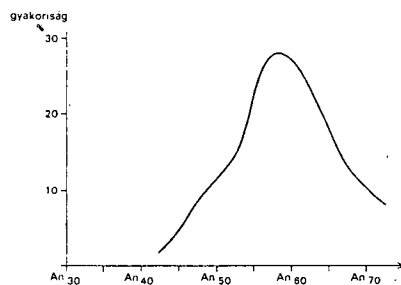
Többségében poliszintetikus ikerkből állnak a földpát szemcsék, egy vagy több ikertörvény szerint ismétlődő lemezekkel. Többféle ikertörvény szerinti együttesek, sőt penerációs ikerk is előfordulnak. Az ikerstatisztika adatait a 2. ábra mutatja.

Andezitek ikerstatisztikájával összehasonlítva, szembetűnő a különbség. Ez egyrészt a közösen előforduló, uralkodó ikertörvények arányaiban, másrészt a kevésbé gyakori ikerk terén mutatkozik. A kétféle kőzetben látható különbség lényege úgy foglalható össze, hogy míg az andezitekben a (010) összenövési sík uralkodott, a (001) sík alárendelt, addig a jelen munka tárgyát képező dácitos kőzetekben az ikerkristályokban 58%-ban a (010), 27%-ban a (001), 6%-ban a rombuszmetszet, 6%-ban a (021) jobb és bal formái, 3%-ban pedig az (110) és (130) jobb és bal formái az összenövési síkok.

A kétféle vulkáni kőzet elsősorban savanyúságban különbözik egymástól, így a (001) sík szerepének megváltozását is az ásvány kémiai összetételének tulajdonítjuk. Tehát az An-tartalom csökkenésével a (001) sík egyre gyakoribbá váló iker-összenövési sík. Az (110), és (130) jobb és bal formái pedig veszítenek jelentőségükből az An-tartalom csökkenésével.

1. ábra. A plagioklász szemcsék anortittartalmának gyakorisága

Fig. 1. Frequency of the anortite content of plagioclase grains

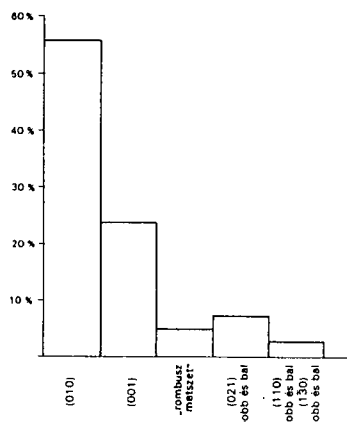


2. ábra. Az ikertörvények megoszlása

Fig. 2. The distribution of twin laws

3. ábra. A plagioklász ikerkristályok összenövési síkjainak gyakorisága

Fig. 3. Frequency of composition planes of plagioclase twin crystals



A periklin iker, bár gyakran a dácitban sem mondható, már a megjelenésével is háttér húz az andezit felé. Az aklin és periklin ikrek elkülönítési nehézségéről itt nem kívánok szólni, mert a plagioklász ikrek meghatározása körüli bizonytalansággal másik dolgozat foglalkozik. Mindkét ikertörvény a dácitok jellemzője a Börzsönyben. Az összenövési síkok megoszlását a 3. ábra mutatja.

A poliszintetikus ikerlemezek esetében gyakori, hogy egyetlen törvény ismétlődik, ez többnyire az albit törvény, de előfordult a periklin és aclin törvények esetében is. Ezzel szemben az andezitek poliszintetikus plagioklász ikerkristályaiban szinte törvényszerű, hogy a (010) összenövési síkkal egymást követő egyedek a geometriailag megengedett négyféle pozícióban váltakozva fordulnak elő.

A márianosztrai dácitban mutatkozott olyan szemcse, amelynek két széles ikerlemeze aclin törvény szerinti iker volt, de közöttük volt két nagyon keskeny, nem mérhető lemez, melyek kioltási helyzete nem esett egybe egyik széles lemezével sem. Itt törvényszerű, hogy a négy különböző pozíció a (001) összenövési sík által megengedett és megkövetelt három ikertörvény, a manebachi, ala és aclin együttesen van jelen. Egyébként mindkét összenövési sík ikertörvény-hármasának mindegyik tagját mérte Szerző egyszerű ikerként is.

Végül még két, azonos módon magyarázható megfigyelésről kell szólni. A sűrűn zónás, idiomorf plagioklász kristályok között találhatók olyanok, amelyekben egy vagy több keskeny ikerlemez látható, de oly módon, hogy ezek a lemezek nem futnak keresztül a szemcsén, a szegélyező zónák ikermentesek. A másik jelenség, amelyről az alaki sajátosságoknál már történt említés, az, hogy a beugró szögeket mutató, határozottan sík lapok határolta szemcsét (nem rezorbeált) egységes zónák növik körül, lassan eltűnik a beugró szög. A synneusis egyik típusos példáját hasonlóképpen írják le, az egymás mellé sodródott szemcsék a (010) lapon összenőnek, mint a párhuzamos összenövésű kristályok. U-asztallal elkülöníthető a két eset, synneusis esetén az egymás mellé sodródott és összenőtt szemcsék mindegyikének van kristálymagja, mely térbeli mozgathatósággal szembe-tűnik.

A két említett jelenségben a porfíros plagioklászok ikerképződéséről már korábban kifejtett nézet igazolását látja a Szerző. Ugyanis a börszönyi és visegrádi ikrek leírásának során a szerzők arra a megállapításra jutottak, hogy ezen ferde kereszt alakú összenövések oszlopai, valamint a bavenói ikrek bánáti összenövéseinek kereszt alakú oszlopai és a csil-lag alakú törvényszerű összenövések oszlopai e vázkristálynak is felfogható kialakulás után váltak ikerlemezzé. Tehát az intermedier vulkáni kőzetek porfíros plagioklászainak poliszintetikus ikerlemezeit nem növekedési ikreként, hanem — KÖHLER elképzeléséhez ha-sonlóan — későbbi kialakulásként, sőt a leírt ikrek alapján szimmetriacsökkenést követő kialakulásként értelmezték a szerzők.

Gyakori az olyan ikerkristály, amelynél az ikerlemezek kialakulását a külső szegély kristályosodása előtti időre lehet tenni, amikor a kristály makro- és mikrokörnyezetében kialakult feszültséget így oldotta fel.

A beugró szögű egyedeknél viszont feltételezhető, hogy az ikerkristály olyan fizikai körülmények közé került, hogy az iker megszűnt, visszaállt az egykristály szerkezeti-, és vele az optikai orientáció.

Következtetések

A márianosztrai dácit a környező piroxénandezittől, de még az amfibolandezittől is olyan eltérést mutat, amely a magma fejlődéstörténetének különbözőségére utal, beleértve a kőzetek keletkezésének első magmás fázisát is.

Az andezitek plagioklászainak magja nagyon bázisos, gyakori a 90% feletti An-tartalom, sőt a 95% feletti is előfordul. A márianosztrai dácitban a legbázisosabb kiválásokban 75% az An, egyetlen 78%-os érték adódott.

Abban mindkét vulkáni kőzet megegyezik, hogy egy korai kristályosodási szakaszban nagy mennyiségű amfibol kristályosodott, amely később szinte teljesen felemészződött.

A dácitban a „mantled” plagioklászok a magmakamrában történt magmakeveredésre utalnak (az irodalomból ismert, egybehangzó vélemények alapján).

A magmás folyamatok további részleteihez a kulcs a plagioklászokban keresendő, a kisebb bázisosabb, és nagyobb savanyúbb plagioklászok képződési helyének, idejének tisztázása és a „mantled” földpátok képződésének pontosabb ismerete vihetik előbbre a kőzetgenetikai megismerést.

IRODALOM – REFERENCES

- BALLA Z.—CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. 1978: A Börzsönyi vulkanitok petrológiájáról. — Földt. Int. Adattár 8992 sz. Kézirat.
- BÖCKH H. 1899—1902: Nagymaros környékének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évk. 13: 1—57.
- BURRI C. 1963: Bemerkungen zur sog. „Banater Verwachsung” der Plagioclase. — Schweiz. Min. Petr. Mitt. 43: 71—80.
- BURRI C.—PARKER R. L.—WENK E. 1967: Die optische Orientierung der Plagioclase. — Basel—Stuttgart, 1—344.
- CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E.—GYARMATI P. 1974: Vulkanológiai fejlődéstörténet és kőzetgenetika a Börzsöny hegységben. — Földt. Int. Adattár Ter. 6636. sz. Kézirat.
- GORAI M. 1951: Petrological studies on plagioclase twins. — Amer. Min. 36: 884—902.
- HIBBARD M. J. 1981: The Magma mixing origin of mantled feldspars. — Contr. Miner. Petr. 76: 158—170.
- JANKOVICH I. 1972: Magyarázó a Börzsöny hegység észlelési földtani térképéhez. — Földt. Int. Adattár. Kézirat.
- KUBOVICS I.—PANTÓ GY. 1970: Vulkanológiai vizsgálatok a Mátrában és a Börzsönyben. — Budapest, 1—302.
- KUO L. C.—KIRKPATRICK R. J. 1982: Pre-eruption history of phryic basalts from DSDP Legs 45 and 46. Evidence from morphology and zoning patterns in plagioclase. — Contr. Miner. Petr. 79: 13—27.
- LOOMIS T. P. 1981: An Investigation of disequilibrium growth processes of plagioclase in the system anorthite—albite—water by method of numerical simulation. — Contr. Min. Petr. 76: 196—205.
- 1982: Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: the origin of major and oscillatory zoning in plagioclase. — Contr. Miner. Petr. 81: 219—239.
- NAGY B. 1970: Jelentés a Börzsöny hegységi földtani képződmények áttekintő geokémiai vizsgálatáról.
- NAGY G. 1974: A Börzsöny hegység áttekintő szerkezetföldtani, geokémiai érteleptani vizsgálata. — MÁFI Adattár Ter. 6638. sz. Kézirat.
- ÖRKÉNYI B. L.—VINCZE SZ. H. 1974: Observation of twinning laws according to (110), (110), (130) and (130) in plagioclase crystals. — Acta Geol. Acad. Sc. Hung. 18. (1—2): 99—135.
- ÖRKÉNYI B. L. 1974: The plagioclase crystals of the andesite agglomerate from the Csattogó Hill in Börzsöny Mountains (Hungary). — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 66: 5—22.
- 1991: Andesite agglomerate of village Zebegény from Börzsöny Mountains. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung.
- PANTÓ GY. 1969: Textural, mineralogical and alteration characteristics of the Börzsöny Mountains volcanic rocks. — Acta Geol. Hung. 13: 277—302.
- STACHE G. 1866: Die geologische Verhältnisse der Umgebungen von Waitzen in Ungarn. — Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., 16: 277—328.
- SZABÓ J. 1872: Jelentés a dunai trachitsoport balparti részére 1871-ben tett kirándulásról. — Földt. Közl. 2: 151—157.
- 1893: Geológiai adatok a dunai trachitsoport balparti részére vonatkozólag. — Földt. Közl. 25: 303—320.
- 1894: Típuskeveredések a dunai trachitsoportban. — Földt. Közl. 24: 169—177.
- SZEMERÉY H.—VARGÁNÉ MÁTHÉ K.—CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E.—NAGY B.—CZAKÓ T.—SZEBÉNYI L.—VENKOVITS I. 1975: Börzsöny hegységi földtani kutatások, I—X. kötet., MÁFI Adattár Ter. 5647. sz. Kézirat.
- VITÁLIS GY. 1979: A szobi dácitfejtő földtani jellemzése. — Földt. Int. Adattár Ter. 12048. sz. Kézirat.

U-TABLE EXAMINATION OF PLAGIOCLASE CRYSTALS IN DACITES FROM MÁRIANOSZTRA, HUNGARY

by

L. ÖRKÉNYI-BONDOR

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC: 553.21:552.32:548.232(234.373.33)

Key - words: dacites, mineral composition, feldspar crystallography, Börzsöny Mts (NE Hungary)

As far as their anortite content and twinning are concerned, the plagioclase phenocrystals of dacite volcanites explored at Márianosztra differ from the plagioclases of andesites from the Börzsöny Mountains. The anortite content ranges from 40 to 75%, and varies from 50 to 60% for 54% of the plagioclases measured.

One of the differences in twinning is that a great number of simple twins occur according to the Albite, Carlsbad, Roc-Tourné, Ala, Manebach and Acline twin-laws. The major part of phenocrystals are polysynthetic twins here, too. However, not the alternation of members of triple twin law which are so characteristic of andesites and is demanded by geometry, but repetition of the same law is frequently observed.

Finally, it is a remarkable difference in quality that in addition to the (010) composition plane, the (001) composition plane also plays a role of greater importance in dacites, and even rhombic section encountered in the [010] zone is observed in the pericline twins.

Twin plates not running throughout the plagioclase grain is not interpreted as a growth twin by the author deeming that the former twin situation was ceased for the grains in which the re-entering angles of the internal growth lines disappear during the further growth if the resorption of the internal part and the synneusis can be excluded. The former can be excluded by the straight growth lines intersecting at an angle, whereas the latter can be excluded by the growth lines around the single core.

In the dacite the "mantled" feldspars point to the mixing of magma in the magma chamber, on the basis of the unanimous opinions from the relevant literature.

The clue to the clearing up of further details concerning magmatic evolution might be ready to hand by the plagioclases. In addition, a better understanding of development site and time of smaller, more alkaline, and larger, more acidic plagioclases and the more precise knowledge of development of "mantled" feldspars would promote to have an advanced knowledge of petrogenetics.

PLAGIOKLÁSZ U-ASZTALOS MÉRÉSÉNEK KIÉRTÉKELÉSI BIZONYTALANSÁGAI 2. IKERTÖRVÉNY-MEGHATÁROZÁS

ÖRKÉNYINÉ BONDOR LÍVIA

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 548.24:552.3/4

T á r g y s z a v a k : Plagioklász, kristálytan, ikertörvény

A kiértékelési bizonytalanság okaiként a következőket jelöli meg a Szerző: 1. kevés kristálytani adat mérhető; 2. valamelyik optikai főreztengéssíránytól közel azonos szögtávolságra esik két különböző lapnormális, illetve két különböző zónatengely egy szűk An-tartalmú intervallumban; 3. a pszeudoszimmetriából adódóan különböző ikertengelyek szögtávolsága a mérési hibahatár körüli érték; 4. a két hasadási lap összetéveszthető.

A zónás plagioklászok növekedési vonalainak mérése és a poliszintetikus ikrekben a geometriailag megkövetelt ikertörvényhármás jelenléte kiküszöbölheti a bizonytalanságot.

A kőzetalkotó plagioklász kristályok többsége ikerkristály mind a magmás, mind a metamorf kőzetekben. Az ikresedés módjának, törvényeinek meghatározása két okból is fontos. Egyrészt az An-tartalom meghatározásakor a kiértékelő sztereogramokon bizonytalanságot oszthat el, egyértelművé teheti, hogy melyik migrációs görbére esik az összenövési sík vagy az ikertengely póluspontja. Minél pontosabb meghatározásra törekedve, kontroll gyanánt is el kell végezni a sztereogramon azokat a beforgatásokat, amelyek az ikertörvény meghatározásához szükségesek, és egyúttal ezeken a migrációs görbéken is célszerű leolvasni az An-tartalmat.

Az ikertörvények meghatározásának másik célja, hogy azok kőzetgenetikai vonatkozásait keressük.

Mind ez ideig egyetlen komoly próbálkozás történt az ikertörvények minősége és mennyisége alapján általános érvényű genetikai összefüggések keresésére. 1951-ben jelent meg MASAO GORAI posztumusz tanulmánya, amely különböző magmás és metamorf kőzetekből származó 1500 plagioklász iker mérésén alapuló következtetéseket közöl. Később részleteiben támadták GORAI ikerstatistikáját, de még jelenleg is sokan elfogadják állításait. A szerző több ezer plagioklász kristály mérése alapján nem tartja helytállónak GORAI genetikai ikercsoportosítását.

A plagioklászok ikertörvényeinek legteljesebb és leglogikusabb csoportosításban történt felsorolását BURRI—PARKER—WENK (1967) közzölték. Mivel még a legutóbbi évek földpát irodalmában is találkozunk helytelen csoportosítással, indokolatlan leegyszerűsítés-

1. táblázat—Table 1

Térfogatos ásványi összetétel %-ban
Mineral composition in terms of vol%

	Alapanyag	Földpát	Biotit	Amfibol	Egyéb	Összesen
53,30–60,50 m	62,78	16,81	1,71	2,92	15,78	100,00
60,50–64,30 m	62,57	22,65	0,58	2,88	11,52	100,20
68,00–69,00 m	64,88	22,85	1,53	3,68	7,06	100,00
69,00–73,80 m	57,95	27,92	0,71	4,59	8,83	100,00
74,80–83,50 m	62,28	20,87	0,64	7,70	8,51	100,00

sel, létező, leírt törvények tagadásával, Szerző szükségesnek tartja megismételni BURRI, C. ikertörvénylistáját az 1. táblázatban.

Az U-asztalos plagioklász-meghatározás során előfordul, hogy az ikertörvény azonosítása a kiértékelő sztereogramokon nem egyértelmű. A megfelelő műszerrel elérhető mérési pontosság feltételezése mellett a kiértékelés bizonytalanságának következő okait említjük:

1. Nem áll rendelkezésünkre elegendő kristálytani mérési adat.
2. Egy szűk An-tartalmú intervallumban két különböző kristálylaphoz esnek közel azonos szögtávolságra az optikai főrezegezésirányok. Így bizonytalan az összenövési sík megállapítása. Ugyanez előfordulhat két különböző zónatengely esetében is, akkor az ikertengely megállapítása bizonytalan.
3. A plagioklászok pszeudoszimmetriájának következtében többféle törvény szerinti ikertengely egymáshoz közel esik, a közöttük lévő szögtávolság a mérési hibahatárt közelíti, vagy azon belül esik.

ad 1. Az optikai vizsgálatban a két hasadási lap, a (010) és (001) nyújtja a leggyakoribb és legbiztosabb támpontot a metszet kristálytani orientációjához. Bár a két lap hasadásának minősége különböző, ezeket nem mindig lehet teljes biztonsággal elkülöníteni. Ha pedig csak az egyik hasadás látható és mérhető a csiszolatban, és ez a gyakoribb eset, pusztán a hasadás minőségéből nem lehet azonosítani a kristálylapot. A metszet alakja segíthet az azonosításban, de félre is vezethet. Pl. a (010) lappal közel párhuzamos metszet, és a (001) lappal közel párhuzamos metszet lehet nagyon hasonló alakú.

Ha idiomorf, és főleg ha zónás szemcséről van szó, a határolóvonalak, és a növekedési vonalak nyújthatják a legnagyobb segítséget. Andezitekben az (110) és ($1\bar{1}0$) lapokat kiváló pontossággal lehetett mérni növekedési vonalak alapján. Minél több kristálytani adat van, annál biztosabb az ikertörvény meghatározása.

ad 2. Az An-tartalom meghatározásának bizonytalanságaival foglalkozó dolgozatban felsorolt esetek egyúttal az ikertörvény meghatározásának a bizonytalanságát is jelentik. Ott kimutatta a szerző, hogy ezen bizonytalanságok elegendő kristálytani adat esetén kiküszöbölhetők. Egyetlen speciális eset maradt, amely nagyobb körütekintést igényel. A bytonnit—anortit tartományban a (010) lappólus és a három optikai szimmetriatengelytől közel azonos szögtávolságra van. Ebben az esetben egy harmadik lapot kell mérni. Az (110), vagy ($1\bar{1}0$) ismerete eldönti a kérdést.

Poliszintetikus lemezeknél nagyon könnyű elhárítani a bizonytalanságot, ennek magyarázatára a későbbiekben kerül sor.

ad 3. A bizonytalanságok harmadik és legnehezebben kiküszöbölhető okát a plagioklászok pszeudoszimmetriája okozza.

A triklin véglapos osztályban nincs két, egymásra merőleges, kristálytanilag racionális irány, de vannak egymásra közelítőleg merőleges irányok, és ez nagyon zavaró.

A legnagyobb problémát a leggyakoribb kristálylapok normál ikertörvényei, és a leggyakoribb zónatengelyek, tehát a kristálytani tengelyek ikertörvényei okozzák.

A három kristálytani tengely közül a „c” tengely környezete a legkevésbé problematikus, a hozzá legközelebb eső gyakori lap a (001) lap $\sim 28^\circ$ -ra van. Ez a szerencsés helyzet abból adódik, hogy a „c” és „a” tengelyek közötti szögtávolság messze esik a 90° -tól, itt nincs pszeudoszimmetria. Viszont a $\frac{\perp [010]}{(100)}$ komplex ikertengely már a hibahatáron belül közel esik a „c” = [001] tengelyhez, mert a „c” és „b” tengelyek közel 90° -os szögtávolságban már érvényesül a pszeudoszimmetria.

Az „a” kristálytani tengelytől messze esik az (100) lap pólusa, amely nagyon ritka ki-fejlődésű. Iker-összenövési síkként azonban létezik, történetesen az ala ikrekben.

Rendkívül közel esik az „a” = [100] tengelyhez a $\frac{\perp [001]}{(010)}$ komplex ikertengely. Elég közel van még, de már hibahatáron kívül kell essen a (201) lap, amely viszont kristálylapként is, iker-összenövési lapként is számottevő gyakorisággal fordul elő.

A harmadik kristálytani tengely, a „b” tengely környezete okozza a legtöbb gondot. A hibahatárral nagyjából azonos távolsággal megközelítik egymást a „b” = [010] zónatengely, a (010) kristálylap, és a $\frac{\perp [100]}{(001)}$ komplex ikertengely. Mindhárom ikertörvény előfordulhat jelentős gyakorisággal egyugyanazon környezetben is.

Ki lehet-e küszöbölni ezeket a bizonytalanságokat, kizárható-e a tévedés?

Normál ikertörvény esetében teljes biztonsággal tudunk határozni, ha van összenövési sík mérésünk. Ha a két ikertagban a megfelelő optikai szimmetriatengelyek szögfelezője által meghatározott ikertengely dőféspontja egybeesik az összenövési sík póluspontjával, akkor biztosan normál ikerről van szó, nem zavar a közeli paralel és komplex ikertengely. Ha azonban az összenövési sík póluspontjától 90° -ra esik az optikai adatokból szerkesztett ikertengely, akkor nem tudjuk eldönteni, hogy az egymáshoz közel eső paralel vagy komplex ikertengely-e a helyes megoldás. Tehát az ala és manebachi-periklin ikrek összetéveszthetők, valamint a periklin és aclin is. Ez utóbbi kettőt az irodalomban sok helyen nem is különböztetik el.

Ha ezek az egymással összetéveszthető ikrek egyszerű ikreként fordulnak elő, a probléma megoldásában a pontosságon kívül nincs mire támaszkodni. Ha azonban ezek az ikrek poliszintetikus ikerlemezekben jelentkeznek, összetett ikreként, akkor teljes biztonsággal meghatározhatók. Ugyanis a poliszintetikus összetett ikrekben minden tag minden taghoz viszonyítva ikerhelyzetben van. Ezért ha mikroszkóppal alig vagy egyáltalán nem látható, keskeny ikerlemez helyezkedik el két mért tag között, akkor is ikerhelyzetet kapunk. Poliszintetikus ikreknél nem fordul elő, hogy pontos mérési eredmények mellett valamelyik tag ne lenne ikerhelyzetben egy másik ikertaggal szemben.

Ha pedig a poliszintetikus ikreknél minden tag minden taggal ikerhelyzetben van, ez csak úgy lehetséges, ha egymásra merőleges három ikertengely szerinti ikreként összesen négyféle pozíció lehetséges. Ez a követelmény pedig csak úgy valósítható meg, ha a normál iker tengelyére merőleges zónatengely és mindkettőre merőleges komplex ikertengely szerint történik az ikresedés.

Ha tehát manebachi és aclin ikreket mértünk a szemcsében, akkor a kétséges harmadik ikertengely nem lehet manebachi-periklin, hanem csak kizárólag az ala iker. De akkor

is ala ikernek bizonyul, ha albit, és albit-ala ikreket mértünk a szemcsében. Tehát két ikerhármasnak is tagja lehet az ala.

Manebach-periklinnek akkor határozhatjuk a bizonytalanak látszó ikret, ha mellette a szemcsében manebachi és periklin ikreket találtunk.

Ugyanilyen módon különíthetők el a periklin, és aklin ikrek, ha ezek poliszintetikus ikerlemezés összetett ikrekben fordulnak elő.

Periklin ikernek minősíthetjük a manebachi, és manebachi-periklin törvényekkel együtt előforduló és végül az X-törvény, valamint a periklin-X törvénnyel együtt előforduló ikreket.

Aklinnak határozhatjuk viszont akkor, ha manebachi és ala törvények fordulnak együtt elő.

A periklin ikreknél még bonyolítja a kérdést, hogy az összenövési sík nem a [010] zóna leggyakoribb lapja. A (001) lap, hanem az ún. rombuszmetszet.

A plagioklászok kevésbé vagy ritkán megjelenő lapjai esetében is lehetnek ilyen egybeesések, de az már különleges esetnek számít.

Egyébként a ritka ikrek elhanyagolása hiba, ezek felhívhatják a figyelmet valami genetikai sajátosságra.

IRODALOM – REFERENCES

- BURRI C. 1963: Bemerkungen zur sog. „Banater Verwachsung“ der Plagioklase. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 43.: 71–80.
- 1972: Zur Definition und Berechnung der optischen Orientierung von Plagioklasen. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 52.: 497–514.
- 1974b: Vereinfachte Berechnung der Euler-Winkel zur Charakterisierung der Plagioklasoptik. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 54.: 33–38.
- BURRI C.—ÖRKÉNYI BONDOR L.—VINCZE SZABÓ H. 1976: Rechnerische Auswertung von U-Tischoperationen durch elementare Vektormethoden. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 56.: 1–38.
- BURRI C.—PARKER R. L.—WENK E. 1967: Die optische Orientierung der Plagioklase. — Basel—Stuttgart.
- GORAI M. 1951: Petrological studies on plagioclase twins. — Amer. Min. 36.: 884–902.

UNCERTAINTIES IN THE EVALUATION OF U-TABLE MEASUREMENTS OF PLAGIOCLASE 2. TWIN LAW DETERMINATION

by

L. ÖRKÉNYI-BONDOR

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC: 548.24:552.3/.4

Key-words: Plagioclase, crystallography, twinning

The author deems that uncertainties in the evaluation are due to the following reasons: 1. the amount of measurable crystallographical data is insufficient, 2. in a narrow

Anbearing interval two different face normals or zone axes are found at nearly the same angular distance from any principal optical direction of oscillation, 3. due to pseudo-symmetry, the value of angular distance of different twin axes is about the measurement error limit, 4. the two cleavage faces are confoundable.

The uncertainty can be eliminated by measuring the growth lines of zoned plagioclases and by the presence of the three twin laws geometrically demanded in polysynthetic twins.

RÉGÉSZETI KUTATÁSOK FÖLDTANI TANULSÁGAI MAGYARORSZÁGI PÉLDÁKON

BÁCSKAY ERZSÉBET

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 903:551.791/.794(439)

T á r g y s z a v a k : régészet, sztratigráfia, kronológia, ősföldrajzi rekonstrukció, holocén, pleisztocén

A cikk célja, hogy számos példa bemutatásával felhívja a figyelmet arra, hogy a holocén geológia milyen területeken (sztratigráfia, kronológia, ősföldrajzi — főleg ősvízrajzi — rekonstrukció, antropogén hatások nyomon követése) hasznosíthatja a régészet eredményeit, valamint röviden vázolja a további együttműködési lehetőségeket.

Bevezetés

Közismert, hogy a földtudományok mennyire segíthetik a régészetet. Magyarországon — de sok más országban is — kezdettől fogva földtani szemléletű volt pl. az őskor kutatása (VÉRTES L. 1965), de természetesen fiatalabb korok esetében is döntő a régész számára a földtan művelőivel való együttműködés. Sokkal kevésbé ismeretes az, hogy a régészet mennyire hasznos a földtudományok számára. Mindenekelőtt: a régészet, amellett, hogy a történettudományok egyik ága, részben földtudomány is. „Vannak helyek, melyeken az ember együtt létezett a negyedidőszaki ősemlősökkel, s valamint ezek, úgy az ember maradványai is korhatározó zárványok gyanánt használhatók” — írta már 1864-ben SZABÓ JÓZSEF. Valóban, maguk az embermaradványok és az ember egykori jelenlétét jelző tárgyi emlékek — a csupán néhány kőeszköz és/vagy cseréptöredéket szolgáltató átmeneti lakó-felszíntől a többrétegű nagy telepekig, temetőikig — a mindenkori felszínről a földbe kerülve olyan „vezérkövületekké” válhatnak, melyek alkalmasak a bezáró réteg (és bizonyos megszorításokkal az alatta és felette levő rétegek) korának meghatározására. Az egykori telepek topográfiai helyzete az ősföldrajzi viszonyok kutatásában nyújt segítséget, s a régészeti adatok, a paleoökológiai rekonstrukciót is segíthetik. A régészet eredményeit eddig még aránylag kevésbé használta fel a földtan, noha ennek szükségességét már többen felismerték.

Az alábbiakban néhány példával szemléltetem a régészeti adatok felhasználásának lehetőségeit a földtanban. A példák többségét az őskori régészetből vettem, néhányat a római, ill. fiatalabb korok régészetéből.

Sztratifráfia, kronológia

Röviden már érintettem a bevezetőben: elvileg bármilyen jól körülhatárolható réteg abszolút, ill. relatív kora meghatározható ha egyidejű, elsődleges helyzetben levő régészeti leleteket is tartalmaz. A geológusnak mégis akkor a leghasznosabb a régészeti anyag, ha az pl. vastag, egynemű, más módszerekkel nem vagy nehezen datálható rétek(ek)ben van. Ilyenek a vastag löszrétegek is, különösen ha nincs vagy kevés bennük a fosszilis talajzóna. Ilyen löszsorozatokat datálnak pl. a felső-paleolitikus Arka, Bodrogkeresztúr—Henyehegy, Zebegény, Dunaföldvár, Ságvár, Madaras lelőhelyek (KROLOPP E. 1978). Így egy-egy időhorizont előtti, ill. utáni lösz-, talaj- stb. képződés a pleisztocénben akár nagyobb területen is elkülöníthető.

A holocénben lényegében akármelyik régészeti lelőhelynek a legalsó rétege *alkalmas* az alatta levő, már leletmentes réteg terminus ante quem korának meghatározására. Optimálisan, többretegű lelőhelyeken, több holocén képződmény elkülönítésére és datálására is van elvi lehetőség — bár ez ritka és az eddigi tapasztalatok szerint csak lokális érvényű lehet. Ennek nem utolsósorban az az oka, hogy Magyarországon eddig az egyes régészeti lelőhelyek közvetlen környékén (akár fúrásokkal, akár más módszerrel) még igen kevés földtani vizsgálatot végeztek (HORVÁTH F. 1984, 1985, JEREM E.—FACSAR G.—KORDOS L.—KROLOPP E.—VÖRÖS I. 1985, P. RACZKY—M. SELEANU—G. RÓZSA et al. 1985), így a korreláció lehetősége minimális.

Több száz magyarországi holocén (neolit és rézkori) régészeti lelőhely rétegtani adatainak elemzése azt mutatta, hogy a holocén régészeti anyag *nem alkalmas* arra, hogy azzal nagyobb területeken holocén képződményeket azonosítsunk és datáljunk (BÁCSKAY E. 1980, 1981, 1982).

Annyi bizonyos, hogy a *most ismert legkorábbi* holocén régészeti lelőhelyek igen kevés kivétellel már az újholocénben vannak (BÁCSKAY E. 1980, 1981). Az egyik kivétel a „határeset” Szekszárd-Palánk (a Dryas 2 és az Alleröd között — VÉRTES L. 1962, 1965), a másik a kunadaci óholocén lelőhely (DOBOSI V. 1984). Felszíni, tipológiai alapon korai holocén korinak („mezolitikus”) meghatározott lelőhelyeink kora valójában bizonytalan.

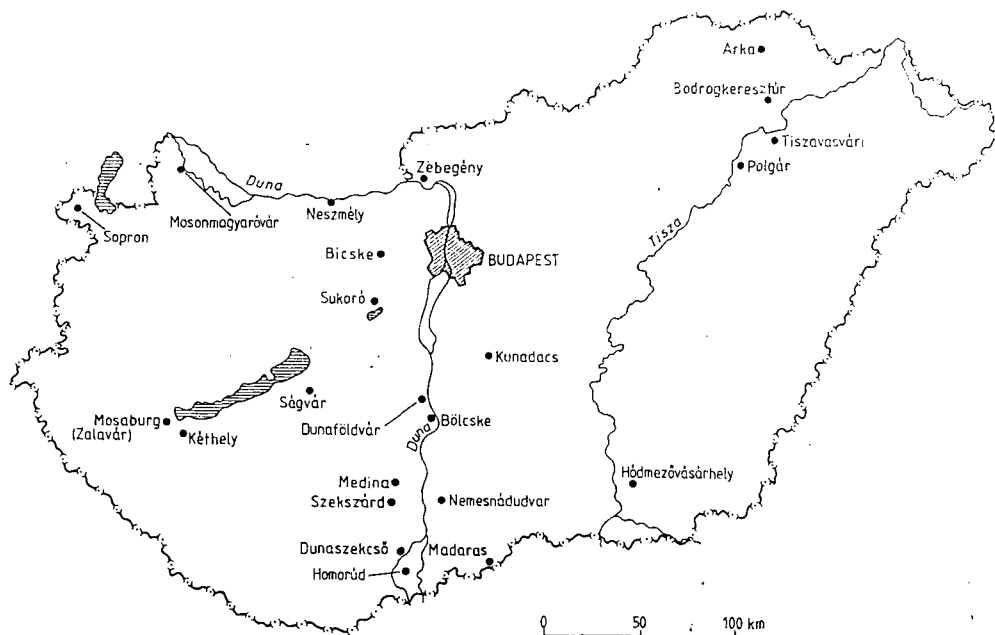
Az Alföldön több lelőhelyen a legkorábbi települési szint alatt „altalaj”-ként megfigyelt sárga(?) agyag keletkezése a B. P. VIII. évezred* előtt történt; a humuszképződés kezdete, ill. idősebb fázisa a neolitikum elejére, a B. P. VIII. évezredre tehető. A fiatalabb humusz képződésének kezdete pedig a B. P. VI. évezredre datálható (BÁCSKAY E. 1981).

A Dunántúlról csupán egy ilyen adat van; Bicske—Galagonyáson a neolit telep rétegsora alapján — legalábbis a lelőhely környezetében — elkülöníthető egy idősebb, atlantiku mi és egy fiatalabb, talán már a szubboreálisra tehető, humuszképződési periódus (BÁCSKAY E. 1982).

Lehetséges azonban, hogy a fiatal (negyedidőszaki) sülyyedékterületeken levő óholocén régészeti lelőhelyeink szerkezeti mozgások következtében régészetileg jelentős mélységben rejtőznek (SOMOGYI S. 1988a).

Minden esetben figyelni kell az esetleges erózióra, áthalmozásra, a rétegek keveredésére vagy antropogén beavatkozásra (pl. későbbi beásásokra) és ezeket különösen figyelembe kell venni. Így pl. Szekszárd-Palánkon, az ugyanazon a régészeti lelőhelyen talált, szuperpozícióban levő, két különböző korból származó régészeti leletanyag (jégkorszak végi telep és avar kori temető) által szolgáltatott és utólagos bolygatásokkal (sírásás) megzavart rétegtani adatok és talajvizsgálati eredmények együttes gondos elemzése segítette KRIVÁN Pált a Szekszárd környéki Duna-teraszok korának meghatározásakor (KRIVÁN P. 1960, 1962).

* A cikkben nem kalibrált keltezéseket használók.



1. ábra. A szövegben említett régészeti lelőhelyek

Fig. 1. Localities of archaeological findings referred to in the text

Ősföldrajzi rekonstrukció

Legjobban az *ősvízrajzi változások* nyomozhatók régészeti leletek segítségével. A bevezetőben mondottakat jól illusztrálja, hogy az ősvízrajzi adatok felhasználása a régészetben sokkal közismertebb és jobban dokumentált, mint a fordítottja. Legutóbb MIKE K. elemezte az ősvízrajz ismeretének fontosságát a régészet számára, megemlítve ennek már száz évvel ezelőtti felismerését. Az általa idézethez hozzátehetünk egy másik véleményt az Archeológiai Értesítő 1869-es, I. évfolyamából: „[Folyóink, tavaink életét] és a nemzeti gazdaságban nagy szereplését történelmi, de az archeológiai szempontból is megismertetni, eddig aligha jutott valakinek eszébe. Pedig mily bő és érdekes anyaggal rendelkezhetnénk nemcsak az okmányok nyomán, de magának a földnek folytonosan változó felülete tanulmányozásáról.” De a földtudomány igénye is megfogalmazódott már: „...mindig foglalkoztatott a gondolat, hogy mivel az itt ábrázolt* vízügyi változások már az emberi társadalom kialakulásának kezdeti szakaszaiba is belenyúlnek, szükségképpen archeológiai, kultúrtörténeti bizonyítékokkal is alátámaszthatók lehetnének” — írja SOMOGYI Sándor (1973). Azonkívül, az ősvízrajzzal foglalkozó vagy ilyen kérdéseket is érintő földtani irodalomban számos olyan utalás van, mely szerint a fiatal vízrajzi változások értelmezéséhez és datálásához régészeti megfigyeléseket is felhasználtak.

* Tí. Magyarország vízhalózatában a pleisztocén végén és a holocénben bekövetkezett változások.

Régészeti adatok felhasználhatók pl. a *folyóteraszok és árterek korának meghatározására*. Lényegében más rétegek korának meghatározásához hasonlóan, a régészeti lelet itt is korhatározó „zárványnak” tekinthető. Pécsi Márton már 1959-ben megállapította, hogy „...a Duna alföldi szakaszán az ártér magasabb szintjén folyami üledékekben több méter mélységig található régészeti leletek ... azt mutatják, hogy az ártér magasabb szintjeinek anyaga gyakran szintén újholocén” (PÉCSI M. 1959). A sok példa közül most csak egy olyanra utalok, mely egészen fiatal változásra vonatkozik; Mosonmagyaróvár környékén a magas ártér szintjén 1,5 m-es mélységből kerültek elő római kori leletek a Duna hordaléka alól. Amellett, hogy a leletek jelzik a fedő rétegek korát, kiderül az is, hogy az újholocén árteret is teljesen átfőrték az állandó vízfolyások (PÉCSI M. 1959, SOMOGYI S. 1961, PUSZTAI R. 1980).

Régi vízfolyások helyének és korának meghatározása. Sok régészeti lelőhely kötődik valamilyen módon folyóvízhez vagy állóvízhez. A folyók ivóvizet, élelmet és védelmet nyújtottak, ezenkívül közlekedési útvonalként szolgáltak. Közismert dolog, hogy a régész nagy hibát követ el, ha a lelőhelyek természeti környezetének rekonstrukciója során a telepeket a mai vízrajzot ábrázoló térképre teszi. A régészeti lelőhelyek egykori medreket, így meandereket, folyásirányokat stb. „rajzolnak ki” és datálhatnak. Öntési rétegek alatt és felett talált leletek pedig vagy szintén folyásirány-változást, vagy árvizet jelezhetnek. A sok példa közül csak néhány olyat említek, melyeket már a földtani irodalom is közölt: a Tisza esetében: „A kunsági nagy morotvák, mint pl. az Oktalan-lapos és az Üllő-lapos és a többiek, archeológiai leletektől igazoltan bükkfázisbeliek” (SOMOGYI S. 1962). A tiszai morotvát hasonló alapon keltezi a bükkfázis elejére (SOMOGYI S. 1962). Sok a Dunára vonatkozó adat is: „A Duna mai (ti. fiatal) mederváltozásait a régészek segítségével deríthetjük majd fel” — írja SZABÓ P. Z. (1957). A Dunában számos helyen (pl. Mosonmagyaróvárnál, Budapestnél, Dunaszekcsőnél, Bölcskénél) talált római épületnyomok mind arra utalnak, hogy a római korban nem a mai helyén volt a folyó medre (PUSZTAI R. 1980, SZABÓ P. Z. 1957, SOMOGYI S. 1961, GAÁL A.—KÖHEGYI M. 1984). Az egykori partján levő római romok igazolják, hogy a mai baracskai holt Duna-ág egykor főmeder volt (SZABÓ P. Z. 1957). Nemesnádudvarnál kikötőmaradványok mutatják, hogy a Dunának arra folyó óholocén mellékága még az újholocénben is „élt”, és hajózható volt (PÉCSI M. 1950, 1957). Ugyancsak hajózható folyó volt még a középkorban is a Kígyós-ér, a Nagy-ér és a Szabadszállást és Fülöpszállást érintő óholocén Duna-meder is (ERDÉLYI M. 1960). TREITZ P. pedig már 1897-ben összefoglalóan megjegyezte, hogy Pesttől Bajáig „az alluviális területen ásott kutakból 4—5 m mélyről előkerült leletek — egész hajók — bizonyítják az egykori Duna-ág létét és hajózható voltát” (TREITZ P. 1897). Egyik leghíresebb lelet a Homorúdtnál 8 m mélyről előkerült csónakmaradvány (SZABÓ P. Z. 1957, ANDRÁSFALVY B. 1973).

Kisebb folyók és patakok mederváltozásait is rögzítik a régészeti leletek. Így a „Sió—Kapos” szabályozásakor, a jelenlegi Sió-meder helyén kerültek elő Medina mellett a neolitikum idősebb szakaszából való leletek; mederváltozást jelezve az atlantikumban (KALICZ N.—MAKKAY J. 1972). Neszmély mellett a Tekerés-patak melletti római őrtorony ásatásakor a felszíntől 2—3 m mélyen találták meg a középső neolitikus lengyeli kultúra leleteit. A telep megszűnése után a Tekerés-patak megváltozott medrét, a telep egy részét elmosa, más részére pedig vastag hordalékot terített. Tehát az ásatók által „steril vízhortda rétegek”-nek nevezett rétegek kora (s így a mederváltozása is) megállapítható; a B. P. 5955-ös zselizi települési réteg és a Kr. u. I. századok közé tehető (BÁCSKAY E. 1982).

Tavak partvonalának és egykori vízállásának meghatározása azon alapszik, hogy bizonyos régészeti lelőhelyek a mai kis, közepes vagy nagy vízállás alatt vagy egykori, nyilvánvalóan közvetlenül vízparti telepek ma már a víztől távolabbra találhatók meg. Mindez kombinálódhat az egykori elmocsarasodott tőzeges, kotus tőfenéken végzett megfigyelé-

sekkel, ill. egyszeri öntési rétegeknek régészeti lelőhelyeken való rögzítésével. A régészeti lelőhely (telep) egykori környezetének ismerete nagyon fontos — a vízből, mocsárból mindig is kiemelkedő szárazulatok lelőhelyei csak igen bizonytalanul utalhatnak a partvonal és a vízállás változásaira!

A Balaton környéki, főleg a kis-balatoni intenzív, ma is folyó régészeti kutatások a tó-ról sok ilyen adatot szolgáltatottak, ezek egy része közismert (ZÓLYOMI B. 1953, BAKAY K. — KALICZ N. — SÁGI K. 1966, BENDEFY L. 1968, SÁGI K. 1968, BENDEFY L. — V. NAGY I. 1969). A mainál egykor jóval nagyobb területű (ÁDÁM L. 1955, MAKKAY J. 1970a). A Velencei-tó vízszintje az atlantikumban kb. a maival egyező vagy valamivel magasabb lehetett, mint ahogy azt a Sukoró—Tóradűlőben levő neolitik telep helye mutatja (MAKKAY J. 1969, 1970a, b). A Sopron környéki kelta lelőhelyek topográfiája is jelzi, hogy a Fertő területe az időszámításunkat megelőző első évezredben a mainál nagyobb volt (JEREM E. — FACSAR G. — KORDOS L. — KROLOPP E. — VÖRÖS I. 1984).

Ha a sekély tavakban vagy tórészekben tőzeg képződött, akkor a tőzegtelepek leletei is felhasználhatók ősvízrajzi rekonstrukciókra, korhatározásra (lásd alább).

Egykori árvízszintek meghatározása. Nyilvánvaló, hogy *állandó* település sohasem létezett az egykori árvízszint alatt. Ezért a különböző korokban a valamilyen módon vízhez kötődő régészeti lelőhelyek felszíne jelezheti az árvíz szintjét, kijelölheti az árvíz által mindig elöntött, az időszakosan árvíz járta és a mindig árvízszint feletti felszíneket. A régészeti lelőhelyek ilyen célú felhasználásakor azonban mindig gondosan meg kell állapítani, hogy melyik korról és milyen jellegű lelőhelyről van szó, hiszen pl. időszakos — vagy akár állandó — halász-pákász telep léte természetes az időszakosan vagy akár állandóan vízzel elöntött területekből kiemelkedő szigeteken, gorondokon. A kis-balatoni korai középkori telepek (pl. Mosaburg) azt is bizonyítják, hogy védelmi szempontok miatt akár állandó, nagyobb lélekszámú telepek is létesülhettek olyan helyeken, melyeket többnyire csak csónakon lehetett megközelíteni. Bizonyos terület viszonylag állandó földművelő és állattenyésztő népessége már szinte csak állandóan ármentes területeket népesít be. *De: ugyanaz* a népesség építette házait a természetes gátakra, művelt földet azoknak víztől távolabbi lankás oldalán, legeltette állatait az ártéren, építette halászkunyhóit a mocsár közepén levő gorondon... Továbbá: mielőtt a régészeti leletek adta információt felhasználná, a geológusnak, geográfusnak vagy hidrogeográfusnak mindig tisztáznia kell azt is, hogy az egykori telep süllyedő, kiemelkedő vagy nagyjából változatlan helyzetű területen van-e. A kérdést komplex módon vizsgálja SOMOGYI S. (1970, 1973, 1988a, b). Általános megfigyelése, hogy az I. sz. óholocén terasz kialakulásának kezdetén a megemelkedett árvízszint arra készítette a lakosságot, hogy számos korábbi telepet elhagyjon, vagyis a rézkori telepek a korábbi neolitik telepekkel szemben magasabb területeken vannak. Az általa felvázolt képet azonban a régészek még sok mindenben árnyalhatják és pontosíthatják elsősorban akkor, ha a fentebb tárgyalt, az egykori életmódra vonatkozó adatokkal is rendelkeznek.

Elmocsarasodás, tőzegesedés korának meghatározása. A tőzegtelepeknek rendszerint csak a relatív kora határozható meg régészeti leletek segítségével. Vastag tőzegréteg alatt talált települési szint jól jelezheti az elmocsarasodás kezdetét. Izolált leletegyütteseket, „kincsleleteket” (mocsári áldozatokat) viszont rendszerint már „meglevő” mocsarakban találunk. Néhány példa: a kéthelyi tőzegttelepről 2–3 m mélységből előkerült bronzkori leletek szerint a fedő tőzegrétegek kora posztbronzkori; tehát azok az elmúlt kb. 3000 év folyamán képződtek (JASKÓ S. 1947). A Kecel és Hajós közti tőzeg-tőzegrés sávon (Vörösmocsár) a tőzegtől előkerült bronzkori leletek arra utalnak, hogy a tőzeg egy része 3000 évesnél fiatalabb, de azt is jelzik, hogy a bronzkortól már nem itt folyt a Duna (PÉCSI M. 1959). SOMOGYI S. régészeti bizonyítékokat is felhasználva állapította meg, hogy a magyarországi tőzegtelepek egy része szubatlanti — kivéve a balatoni medencékét és a dunántúli Sárrétét; ezeknek folyamatos feltöltése korábbra keltezhető (SOMOGYI S. 1970).

Ügyelni kell azonban arra, hogy a késő vaskortól (kb. a B. P. III. évezred közepétől kezdve) már elgátolásokkal is lehet számolni (SZABÓ P. Z. 1957).

MIKE K. a paleohidrográfiai rekonstrukció tíz módszerét sorolja fel (1967). Ezek között hat olyan van, melyekhez régészeti leleteket, jelenségeket, megfigyeléseket is jól lehetne hasznosítani.

A *teraszmorfológiai vizsgálatokkal* kapcsolatban már utaltam a régészeti leletekkel való datálás lehetőségeire, a *formaredukációs módszerhez* a régészeti ásatások sztratigráfiai megfigyelései járulhatnak hozzá, éppúgy, ahogy a *felszinforma-elemzéshez* a felhagyott medrek már szintén említett régészeti datálása. Az *egykori domborzat és vízrajz rekonstrukciója* meg ennek speciális esete, az *egykori árterek rekonstrukciója* során is felhasználhatók a régészet eredményei. Elvileg a *földtani szelettérképezésben* is sokat segíthetne a régészet, azonban sajnos ma még igen kevés olyan régészeti lelőhely van, amelynek területét és közvetlen környezetét sekélyfúrásokkal megkutatták volna. Ezek létesítése a földtan és a régészet közös érdeke lenne! Végül, a *kartográfiai elemzéssel* kapcsolatban: bár a régi térképek nem régészeti leletek a szó szoros értelmében, tanulmányozásuk az ősvízrajz rekonstrukciója, sőt általában a holocéngeológia szempontjából nagyon gyümölcsöző, mint ahogy azt csak a legutóbbi néhány évben is számos tanulmány bizonyítja (pl. BENDEFY L.—MIKE K. 1974, RÓNAI A. 1985, VITÁLIS GY. 1986, 1987, 1988, 1989). Ezért tartjuk indokoltnak, hogy itt is hivatkozzunk a hazánk területét is ábrázoló legkorábbi térképekre, a ptolemaioszi, ill. az ezekre visszavezethető későbbi térképekre. Pl. Ptolemaiosz Kr. u. II. sz.-i állapotokat ábrázoló térképén a Dunának, a Rábának és a Lajtának (PÜSPÖKI NAGY P. évsz. nélk., SOMOGYI S. 1970), ill. a Tiszának, a Marcalnak, a Siónak, a Sárvíznek, a Körösöknek, a Berettyónak és a Begának a maitól eltérő folyásirányait szemlélteti (SOMOGYI S. 1970). Ahogy SOMOGYI S. találón megjegyzi: „Ptolemaiosz térképei megbízhatatlannak ugyan, de a bizonytalan vízrajzú területet pontosan egybeesnek a peremsüllyedésekkel” — tehát azokkal a területekkel, ahol „fiatal” vízrajzi változások a leggyakoribbak (SOMOGYI S. 1970, 1988b).

Antropogén hatások nyomozása

Régészeti anyagban jól követhető az élelemtermelő gazdálkodás (földművelés és állattenyésztés) elterjedése. Ennek távolabbi következménye bizonyos mértékű természetátalakulás, ill. természetátalakítás volt már az őskorban. A földműveléssel és legeltetéssel kapcsolatos erdőirtás, a talajok átalakulása, kisebb mértékben pedig a letelepedett és élelemtermelő életmód okozta „demográfiai robbanás” és népességvándorlás előidézte erdőirtások sok helyütt egyre növekvő területeken erózióval, a mikroklíma megváltozásával jártak együtt.

A holocénben a mai Magyarország területén először az Alföld és a Dunántúl, majd az Északi-középhegység népesült be. Ez kb. 2000 év alatt, a B. P. VIII—VI. évezredben zajlott, még az atlantikumban (KORDOS L. 1981). A telepeken a természetett növények maradványai és a háziállatsontok a neolitikum elejétől (atlantikum) jelentkeznek, s a Bükk I. fázistól kezdve válnak a talajmintákban is tömegessé a gabonapollenek (ZÓLYOMI B. 1953, JÁRAI-KOMLÓDI M. 1987, SOMOGYI S. 1988a, b). Az Alföldön, és kisebb mértékben a Dunántúlon, a földművelésre alkalmas löszön az emberi megtelepedés már az atlantikumban megakadályozta az újból erdősülést. A szubatlanti fázisban az Alföldön már kialakult a „kultúrpuszta”, s a Dunántúlon is erre az időre tehető az első nagy erdőirtási periódus (kelta—római kor) (SOMOGYI S. 1970, 1988b, ZÓLYOMI B. 1987). Az Északi-középhegységben az antropogén hatás elsősorban erdőirtásban jelentkezett, kb. a késő bronzkortól kezdve (KORDOS L. 1981).

A holocén kutatásához esetleg felhasználható egyéb adatok

A továbbiakban néhány olyan, egy-egy régészeti lelőhelyi megfigyelést ismertetek, melyeknek földtani tanulságai is lehetnek.

MAKKAY J. megfigyelte, hogy a legkorábbi magyarországi neolitikus kultúra, a Körös kultúra (B.P. VIII—VII. évezred) telepein a gödrök kitöltése puha, laza, míg az ezt követő neolitikus fázis, az Alföldi Vonaldiszes Kultúra (B.P. VII. évezred 2. fele) lelőhelyein a gödrök kitöltése kemény, fekete, tömött. Ez szerint arra utal, hogy a két időszakban az éghajlat valamiben különbözött egymástól, mégpedig a vonaldiszes időszakban szárazabb lehetett (MAKKAY J. 1982). Talán ezt erősíti meg az is, hogy az Alföldi Vonaldiszes Kultúrának számos telepe van olyan alacsony felszíneken, melyeken a korábbi Körös kultúra népe sohasem telepedett meg (MAKKAY J. 1982).

A Szamossályi melletti középső neolitikus, szintén az Alföldi Vonaldiszes Kultúrához tartozó telepen a neolit lakószint felett szikes talajt találtak. Hasonló megfigyelései voltak KALICZ N.-nak Hódmezővásárhely és Tiszavasvári környékén, ahol a Körös kultúra és az Alföldi Vonaldiszes Kultúra telepei felett észlelt szikes talajt (KOSSE K. 1979).

A polgár—basatanyai temetőben pedig (a temető a korai rézkori tiszapolgári és az azt követő középső rézkori bodrogkeresztúri kultúrához tartozik; B. P. VI—V. évezred) szintén találtak szikes foltokat, melyek a temetés utánra keltezhetők (BOGNÁR-KUTZIÁN I. 1963). Ez azt jelenti, hogy az említett lelőhelyek közvetlen környezetében szikesedés kb. az atlantikum közepé tájától a szubboreálisig nem volt. Ezt más irányú vizsgálatok is megerősítik (SOMOGYI S. 1987).

Mint a fentiekből következik, a régészeti adatokat jól hasznosíthatják a mérnökgeológiai és egyéb munkálatok során is („vízépítés”, településtervezés, talajerózió elleni védelem, erdőirtás, erodált területek rehabilitációja stb.).

A régészeti adatoknak fentebb felsorolt és még számos példával illusztrálható földtani felhasználási lehetőségei többnyire nem egymástól elszigetelten, hanem egymással összefüggésben alkalmazhatók, mint ahogy a felsorolt geológiai—paleogeográfiai—paleoökológiai jelenségek is többnyire összefüggenek egymással.

A legutóbbi években SOMOGYI S. szintézisre törekvő munkáin kívül igen jó példát nyújtanak a régészeti (és történeti) adatok hasznosítására, igazán „interdiszciplináris” felhasználásukra JEREM E.-nek és munkatársainak a sopron—krautackeri vaskori lelőhelyen és környékén végzett környezetrekonstrukciós vizsgálatai (JEREM E.—FACSAR G.—KORDOS L.—KROLOPP E.—VÖRÖS I. 1984) vagy LÓCZY D.-nek a Szigetköz holocén tájalakulását tárgyaló cikke (LÓCZY D. 1988).

Céлом az volt, hogy felhívjam a figyelmet a földtudományok és a régészet közti együttműködés eddig még eléggé elhanyagolt lehetőségeire — annál is inkább, mivel ennek az együttműködésnek a Földtani Intézetben nagy hagyományai vannak.

IRODALOM – REFERENCES

- ANDRÁSFALVY B. 1973: A Sárköz ősi ártéri gazdálkodása. — Vízügyi Történeti Füzetek 6. VÍZDOK, Budapest.
- ÁDÁM L. 1955: A Velencei-tó és a Zámolyi-medence kialakulása. — Földr. Közlem. 3. (79) (4): 307—329.
- BAKAY K.—KALICZ N.—SÁGI K. 1966: Veszprém megye régészeti topográfiája. A keszthelyi és a tapolcai járás. — Magyarország Rég. Topogr. 1. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- BÁCSKAY E. 1980: A magyar holocénsztratigráfia régészeti dokumentációs pontjai az Alföldön. Neolitikum. — Földt. Int. Évi Jel. 1978-ról: 429—433.

- 1981: A magyar holocénsztratigráfia régészeti dokumentációs pontjainak rétegtani adatai. — Földt. Int. Évi Jel. 1979-ről: 551—559.
- 1982: A magyar holocénsztratigráfia régészeti dokumentációs pontjai a Dunántúlon. Korai és középső neolitikum. — Földt. Int. Évi Jel. 1980-ról: 543—551.
- BENDEFY L. 1968: A Balaton vízszintjének változásai a neolitikumtól napjainkig. — Hidrol. Közl. 48. (6): 257—263.
- BENDEFY L.—MIKE K. 1974: A Körösök geomorfológiája. In Vízrajzi Atlasz sorozat 18. Hármaskörös I. Hidrológia, geomorfológia: 23—48. VITUKI, Budapest.
- BENDEFY L.—V. NAGY I. 1969: A Balaton évszázados partvonalváltozásai. — Műszaki Könyvkiadó, Budapest.
- BOGNÁR-KUTZIÁN I. 1963: The Copper Age Cemetery of Tiszapolgár-Basatanya. — Akadémiai Kiadó, Budapest.
- DOBOSI V. 1984: Kunadacs-Köztetető. — Rég. Füz. ser. 1. (37): 18.
- „Egyveleg”. 1869: — Archeol. Ért. 1. (11): 233—236.
- ERDÉLYI M. 1960: Geomorfológiai megfigyelések Dunaföldvár, Solt és Izsák környékén. — Földr. Ért. 9 (3): 257—272.
- GAÁL A.—KÖHEGYI M. 1984: Bölske—Dunameder. — Rég. Füz. ser. 1. (37): 38.
- HORVÁTH F. 1984: Hódmezővásárhely-Gorzsó. — Rég. Füz. ser. 1. (37): 15—16.
- 1985: Deszk-Vénó. — Rég. Füz. ser. 1. (38): 10.
- JASKÓ S. 1947: A Kis-Balaton tőzegerületének geológiai fejlődéstörténete. — Beszámoló a MÁFI vitaulásairól 9. (5): 77—86.
- JÁRAI-KOMLÓDI M. 1987: Postglacial Climate and Vegetation History in Hungary. In Pleistocene Environment in Hungary. — Contr. of the INQUA Hung. Nat. Com. to the XIIth INQUA Congr.: 37—47. Ottawa, Canada.
- JEREM E.—FACSAR G.—KORDOS L.—KROLOPP E.—VÖRÖS I. 1984: A Sopron—Krautackeren feltárt vaskori telep régészeti és környezetrekonstrukciós vizsgálata I. — Archeol. Ért. 111. (2): 141—169.
- KALICZ N.—MAKKAY J. 1972: A medinai korancolithikus leletek. — A Szekszárdi Balogh Ádám Múzeum Füzetei 10.: 3—9.
- KORDOS L. 1981: Éghajlatváltozás és környezetfejlődés. — MTA X. Oszt. Közleményei 14. (2—4): 209—221.
- KOSSE K. 1979: Settlement Ecology of the Early and Middle Neolithic Körös and Linear Pottery Cultures in Hungary. — B.A.R. International Series 64. Oxford.
- KRIVÁN P. 1960: A Duna ártéri színlőnek kronológiája. — Földt. Közl. 90. (1): 56—71.
- 1962: Chronologie der spätälolithischen Siedlung in Szekszárd. — Swiatowit 24.: 211—226.
- KROLOPP E. 1978: Absolute chronological data of the Quaternary sediments in Hungary. — Földr. Közlem. 25. (1—3): 230—232.
- LÓCZY D. 1988: Holocene changes of a floodplain landscape in the Little Hungarian Plain. In Paleogeography of Carpathian Regions. — Proceedings of the Polish—Hungarian Paleogeographical Seminar Tata, Hungary 1986: 113—124.
- MAKKAY J. 1969: Sukoró-Tóra dűlő. — Rég. Füz. ser. 1. (22): 20—21.
- 1970a: A kőkor és a rézkor Fejér megyében. — Fejér megye története az őskortól a honfoglalásig 1.: 9(5)—52(48), Székesfehérvár.
- 1970b: Sukoró-Tóra dűlő. — Rég. Füz. ser. 1. (23): 15—16.
- 1982: A magyarországi neolitikum kutatásának új eredményei. — Korunk Tudománya. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- MIKE K. 1987: A paleohidrográfia néhány kérdése. — Hidrol. Közl. 67. (2—3): 70—77.
- PÉCSI M. 1950: Völgyfejlődéstörténeti és teraszmorfológiai megfigyelések a Duna-völgy bal partján Budapest és Baja között. — Hidrol. Közl. 30.: 260—266.
- 1957: Kalocsa és Kecel—Kiskörös környékének geomorfológiai kérdései. — Földr. Ért. 6. (4): 421—439.
- 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakulata. — Földrajzi monográfiák 3. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- PUSZTAI R. 1980: Mosonmagyaróvár—Kavicsbánya. — Rég. Füz. ser. 1. (33): 42.
- PÜSPÖKI NAGY P. évsz. nélkül: A Csallóköz vízrajzi képeinek története Strabón Geographikájától IV. Béla király koráig. — Új Mindenes Gyűjtemény 4.: 64—122.

- RACZKY P.—SELEANU M.—RÓZSA G. et al. 1985: Öcsöd—Kováshalom, the intensive topographical and archaeological investigation of a Late Neolithic site. Preliminary report. — Mitt. d. Arch. Inst. d. Ung. Akad. d. Wiss. 14.: 251—274.
- RÓNAI A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. — Geol. Hung. ser. Geol. 21.: 7—446.
- SÁGI K. 1968: A Balaton vízállás-tendenciái 1863-ig a történeti és kartográfiai adatok tükrében. — A Veszprémi Múz. Évk. 7.: 441—461.
- SOMOGYI S. 1961: Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténeti vázlata. — Földr. Közlem. 9. (55) (1): 25—48.
- 1962: A holocén időszakra vonatkozó kutatások földrajzi (hidromorfológiai) értékelése. — Földr. Ért. 11. (2): 185—202.
 - 1970: Magyarország természeti viszonyainak változásai a honfoglalás koráig. — Építés és Építészettudomány. 2. (3—4): 303—326.
 - 1973: Adatok a fiatal kéregmozgások hazai földrajzi hatásához. — MTA X. Oszt. Közlem. 6. (1—4): 245—256.
 - 1987: Relationship between environmental changes and human impact until the 9th century. In Holocene Environment in Hungary. — Contr. of the INQUA Hung. Nat. Com. to the XIIth INQUA Congr. 25—36. Ottawa, Canada.
 - 1988a: Ecological changes in the territory of Hungary during the Holocene. In Paleogeography of Carpathian Regions. — Proceedings of the Polish—Hungarian Paleogeographical Seminar, Tata, Hungary 1986: 87—94.
 - 1988b: Magyarország holocén kori főbb paleoökológiai változásai. — Földr. Ért. 37. (1—4): 227—230.
- SZABÓ J. 1864: Az ember a geológiában. — MOT. Nagygyűl. Tört. 9.: 45—52.
- SZABÓ P. Z. 1957: A Délkelet-Dunántúl felszínfejlődési kérdései. — Földr. Ért. 6. (4): 397—413.
- TREITZ P. 1897: Felvételi jelentés az 1896-ik évről. — Földt. Int. Évi Jel. 1896-ról: 165—169.
- VÉRTES L. 1962: Die Ausgrabungen in Szekszárd—Palánk und die archäologischen Funde. — Swiatowit 24.: 159—202.
- 1965: Az őskőkor és az átmeneti kőkor emlékei Magyarországon (A magyar régészet kézikönyve I.). — Akadémiai Kiadó, Budapest.
- VITÁLIS Gy. 1986: A régi térképek vízföldtani tanulságai a XVI—XVIII. sz. közepe közötti térképek tanulmányozása alapján. — Hidrol. Közl. 66. (4—5): 282—289.
- 1987: A régi térképek vízföldtani tanulságai a XVIII. sz. második felében kiadott térképek tanulmányozása alapján. — Hidrol. Közl. 67. (2—3): 140—147.
 - 1988: A régi térképek vízföldtani tanulságai a XIX. sz. első felében kiadott térképek tanulmányozása alapján. — Hidrol. Közl. 68. (5): 294—304.
 - 1989: A régi térképek vízföldtani tanulságai a XIX. sz. második felében kiadott térképek tanulmányozása alapján. — Hidrol. Közl. 69. (5): 294—302.
- ZÓLYOMI B. 1953: Die Entwicklungsgeschichte der Vegetation Ungarns seit dem letzten Interglazial. — Acta Biol. 4. (3—4): 368—413.
- 1987: Degree and rate of sedimentation in Lake Balaton. — in Pleistocene Environment in Hungary. — Contr. of the INQUA Hung. Nat. Com. to the XIIth INQUA Congr.: 57—79. Ottawa, Canada.

SOME UTILIZATION POSSIBILITIES OF ARCHEOLOGY FOR THE GEOLOGIST (HUNGARIAN EXAMPLES)

by

E. BÁCSKAY

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC: 551.791/.794(439)

Key-words: Archeology, Holocene, Pleistocene, stratigraphy, chronology, palaeogeographical reconstruction

The great contribution of geosciences to archeology is well-known already for a long time, while the use of archeology for geological sciences is far less familiar even for the experts. Yet archeological results may be of no less value for geology. First of all, in a sense, archeology can be regarded as a member of geosciences; i. e. human remains and other s.l. traces of human occupation could be guide fossils for dating both the layer(s) containing them and the sediments over and below them. In addition, the topography of ancient settlements can help to reconstruct paleogeographical and paleoecological conditions.

This paper tries to illustrate this with a few examples taken mostly from prehistoric archeology.

The results of archeological investigations and/or the observations made during field surveys and excavations can be useful in the following fields of geology: stratigraphy, chronostratigraphy, paleohydrography, (including the localization and age determination of ancient river beds, shorelines, inundation areas, inundation levels, marshes, peat-bogs, etc). Several paleohydrography reconstruction methods can make use of archeology.

Archeological investigations are suitable also to follow the diffusion process of food producing economy resulting certain changes in natural conditions and even some sort of a rudimentary nature transformation already during Prehistory. Deforestation, the alteration of soils, and in some degree the increase of population and migrations as a consequence of food producing economy and a more sedentary way of life resulted erosion and changes in microclimate.

Archeological investigations can't be left out of account during engineering geological, nature rehabilitation works either.

This paper emphasizes the role of archeological data in Holocene stratigraphy. The analysis of the stratigraphic data of several hundred Holocene (Neolithic and Copper Age) archeological sites in Hungary suggests that though this material is usually unsuitable for the identification and dating of Holocene formations over large areas, it can give a solid proof of the fact that with a very few—and partly uncertain—exceptions the earliest known Holocene archeological sites in Hungary belong already to the Young Holocene. It is fairly possible, however, that at least in the young (Quaternary) subsidence areas Early Holocene sites may lay hidden in an—archeologically—considerable depth where they had got due to (neo)tectonic movements.

**ROBERT TOWNSON (1762—1822) ANGOL UTAZÓ LÁTOGATÁSA
MAGYARORSZÁGON
ÉS BÁNYÁSZATI-„GEOLÓGIAI” MEGFIGYELÉSEI**

KISS ÁRPÁD

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 622(439)(091)

T á r g y s z a v a k : tudománytörténet, térképezés, bányászat, petrográfia

ROBERT TOWNSON 1793 májusa és októbere között látogatott Magyarországra, és útbeszámolója 1797-ben jelent meg egy vaskos kötetben Londonban. Bejárta az egész országot, és számos egyéb megfigyelése mellett geológiai—bányászati—petrográfiai megfigyeléseket is végzett. E megfigyelései alapján KORABINSKY JÁNOS MÁTYÁS néhány évvel korábban készült térképén 13 közzétípust jelölt különböző színekkel, s ez volt az első ilyen jellegű térkép, mely Magyarországról angol nyelven megjelent.

TOWNSON 1762-ben született Richmondban. 1783 és 1787 között gyalogszerrel bejárta Európa számos országát, majd a párizsi École des Mines-ben két évig kémiát és ásványtant tanult. 1789-től az edinburghi egyetemen két évig az orvostudományokat tanulmányozta. Érdeklődése azonban visszatért az ásványtanhoz, és 1790-ben két ásványtani dolgozatot is készített, melyet az egyetemi Természettudományi Társulat ülésén felolvasott. Mindkettő az Edinburgh környéki kőzetekkel foglalkozott. JAMES HUTTON javaslatára 1791-ben az Edinburgh Royal Society tagjává választották. 1791-ben Göttingenbe ment, ahol az egyetemen természettudományi tanulmányokat végzett. Főleg a kételtűekkel foglalkozott, és ebben a témakörben 1794—1795-ben publikációi is megjelentek. Itt határozta el, hogy egy hosszabb bécsi látogatás után Magyarországot is bejárja.* Bécsben is a kételtűeket tanulmányozta különböző gyűjteményekben, és konzultált a helybeli szakértőkkel. Ezt követően visszatért Göttingenbe, majd 1795-ben Edinburgh-ba. Azt tervezte, hogy Indiába megy majd, hogy ott végezzen természettudományos kutatásokat, de ez a terve kudarcba fulladt. Ezután hazájában publikált számos tanulmányt, majd édesanyja 1805-ben bekövetkezett halála után 1807-ben bátyját követve — aki Ausztráliában teljesített katonai szolgálatot — ő is kivándorolt Ausztráliába. Itt az akkori kormányzó előzetes ígérete ellenére sem kapta meg tudományos munkájához a megfelelő segítséget. TOWNSON ezek után gazdálkodással foglalkozott, de természettudományos érdeklődése mindvégig megmaradt. 1827. június 27-én halt meg Ausztráliában.

* Erre a látogatásra 1793 májusa és októbere között került sor.

A jelen tanulmányban vázlatosan ismertetjük könyvében leírt, magyar szempontból érdekes megfigyeléseit*.

Útban Bécsből Sopron felé „az utakat gneisszel és kompakt »primitív« mészkővel javították, de a legáltalánosabb egy bizonyos fajta kvarcalapú breccsa volt, melyben időnként kagylótöredékek is találhatók... Ezek a rétegek meglehetősen nagy kiterjedésűek lehetnek, mivel a Fertő tó környéki fejtéseken is láttam hasonló képződményeket.”

„...A várostól [Sopron] 5–6 mérföldnyire a hegyek között van egy szénbánya, ahol véleményem szerint jó minőségű szén bányászható... Egy szénbánya egy olyan nagyváros, mint Bécs közelében igazi kincs, de itt is, mint bárhol [az európai] kontinensen, erős előítéletekkel viseltetnek használata ellen... és ezért csak kevés üzemben használják. A szénrétegek általában lágy homokkő- és agyagrétegek között találhatók, de a környező kőzetek, melyeket meg tudtam vizsgálni, szétbomlott »micaceous schistus«-ból állanak.”

Útját folytatva TOWNSON beszámol az esztergomi magnézium-tartalmú forrásokról és az Esztergom környéki hegyek kőzeteiről. Itt vulkáni tufához hasonló breccsát, porfírt említ, megjegyezve, hogy a breccsa gyakran olyan finom, mint a homokkő, és többé-kevésbé rétegzett. Másnap a Duna túloldalán levő hegyeket kereste fel. Ezeket az előző helyszínhez hasonlónak találta, de „erősebb rétegződéssel és finomabb szemcsézettel. Ez gyakran a hegy közepén található, melyet durva breccsa fog össze és borít. Ez, véleményem szerint, határozottan egy víz alatti formáció jelenlétét jelzi.” Visegrádnál azonos kőzetösszetételt figyelt meg a hegyekben.

Budára érve a hévízfürdőkről szól röviden. Két-három kirándulást is tett a Budai-hegyekben. „A kőzetek többnyire alluviális jellegűek... Megfigyeltem *Pecten* márgát... és legalábbis a Duna felőli oldalon breccsát, mely *Petrofili* uszonytöredékekből áll, kérgesedett márgával cementálva. A távolabbi hegyeket azonban, véleményem szerint, fehéres, pikkelyes mészkő alkotja, mélyebb rétegeikből esetleg márvány is termelhető. Rétegződést és kővületesedést azonban nem találtam... Jobbra az úttól... egy üregben nagyon finom fehér homokot találtam, melyet különböző savak segítségével elemeztem, feltételezve, hogy kovartartalmú. Ez azonban teljesen, habár lassan, feloldódik a savak hatására. Ezek szerint mésztartalmú és a pikkelyes mészkövek felbomlásából származik. Egyes helyeken voltak apróbb darabok, melyek nem porladtak el, amíg ujjunkkal nem dörzsöltük szét azokat.”

Budáról TOWNSON a Mátrán keresztül Eger felé vette az útját. Gyöngyösön szállt meg, ahol azt tapasztalta, hogy breccsa anyagú kőzeteket használtak, csaknem kizárólagos jelleggel, építkezési célokra. Másnap nekiindult, hogy közvetlenül is megvizsgálja a hegységet alkotó kőzeteket. Fele útig „...csak apró laza breccsatöredékeket találtam, majd később nagyobb tömböket is; feljebb ezek szilárd kőzetekké váltak. Másutt csak elbomlott porfírt... láthattam. A felszínen azonban szilárd kőzet ritkán volt megfigyelhető ahhoz, hogy a kettő között melyik az a kőzettípus, mely a hegységet alkotja... és mi a relatív arány közöttük.” A csúcs közelébe érve „...jelentős mennyiségű láva-üveget találtam... a plutonisták ezt porfíros lávának neveznék... Néhány minta sokkal szebb, mint amit Frankfurt környékén valaha is láttam. Ezt a kőzetet, véleményem szerint tévesen határozták meg, és részben a geognosztikai elméletek okozták ezeket a tévedéseket. A plutonisták, mint megolvasztott anyagot, a tűz termékei közé sorolják mint vulkáni üveget, míg ellenfeleik, a neptunisták kalcedonnak tartják.”

Ezután TOWNSON röviden, egy-két mondatban ismerteti és ütközteti az egyes korabeli, általa is ismert véleményeket. TOWNSON itteni házigazdája — báró ORCZY LŐRINC — bányászattal is megpróbálkozott, nem túl sok sikerrel. Nagy elismeréssel nyilatkozik TOWNSON a parádi vízről, mely egy nagyobb népességű körzetben óriási hasznot hozhatna, és elsősor-

* Az idézeteket Szerző fordította.

ban nem is a hozam mennyiségét, hanem a víz minőségét dicséri. Ezután felkereste a Mát-ra FICHTEL által említett egykori vulkánosságra utaló krátereit, ahol szintén megfigyeléseket végez, és akkori tapasztalata szerint óvatosan kétségbe vonja FICHTEL véleményét, mely szerint azon a helyen valaha is működő vulkán lehetett:

„...MR. FICHTELnek nagy előnyei lehetnek velem szemben, hogy bátran eldöntse a kérdést, mivel soha sem járt a helyszínen... de ahogy már mondtam, egy kráter meglete egyértelműen bizonyítja egy vulkán egykori működését, míg ha egy kráter nem látható, az nem bizonyít semmit.” A Mátrában végbement vulkáni folyamatokat azonban TOWNSON sem vonja kétségbe.

Útját Eger felé folytatva megfigyeli, hogy itt az utakat szurokkővel javítják, mely fekete csillámot és áttetsző földpát szemcséket is tartalmaz.

E fejezet végén TOWNSON, saját tapasztalatai alapján, vitába száll FICHTEL elméletével a Mát-ra hegységbeli vulkánosság okozta átalakulásokkal kapcsolatban is.

„Egerbe érkezve első dolgom volt a vulkáni képződmények további vizsgálata, melyeket a városba érkezésemkor megfigyeltem. A közönséges Tophus (*Tophus communis*) igen gyakori. Erre építették a várat, és ez alatt található a vulkáni tufa, melybe a gyertyaöntők mélyítették barlangjaikat.

Kirándultam a város környékére is, de csak kövületekben gazdag mészkövet láttam... Felsőtárkány környékén... jó minőségű fekete, breccsás és szürke márványt fejtenek. Ez utóbbi — melyet láttam — nem volt rétegzett, és nem tartalmazott kövületeket, azaz kompakt típusú volt. Még tovább a hegyekben pala található...

A városhoz közel kellemes hőforrás található..., 24° R hőmérsékletű, míg a folyó ugyanakkor csak 13°-os volt...”

Egert elhagyva, TOWNSON továbbutazott Debrecenbe, ahol megtekintette a Református Kollégiumot és gyűjteményeit. Itt látott néhány elefántzáfogat és antilopagancsot, melyeket „feltehetően a Tiszában találtak... A város határán alig túl egy királyi salétromüzem működött. Itt a salétromot nem mesterségesen állítják elő, de a helyi talajból nyerik úgy, hogy 20 láb hosszú, hat láb magas gúlákba hordják össze. Számos ilyen kupacot láttam. Mikor a salétrom a gúlák felszínén megjelenik, lekaparják, és további műveletekkel tisztítják meg...”

Ezután Debrecen—Nagyvárad—Debrecen útvonalon át TOWNSON Tokajba érkezik. Itt a következő, számunkra érdekes megfigyeléseit írja le: „A talaj finomszemcsés és világos... porszerű, barnás és sav hatására pezseg; semmilyen szempontból sem hasonlít a homokra, nem kavicsos vagy köves, csak itt-ott található néhány laza porfírdarab. Nagyon vastag réteget képez: ahol az esőzések vízmosásokat alakítottak ki, láthatjuk, hogy ez a réteg több láb vastagságot is kitesz. A hegy csúcsa felé haladva, közvetlenül a város felett a talaj kövesebb, és valószínűleg kevésbé vastag réteget alkot. Nem tudtam eldönteni, hogy milyen típusú talaj lehet, és fogalmam sem volt, hogy hogy maradhat meg ilyen vastag rétegben ilyen könnyű talaj egy ilyen meredek hegyoldalon. A lábánál a folyóra (Tisza) néző részen néhány szakadék van, melyek tanulmányozása — véleményem szerint — választ adhat ezekre a kérdésekre. Ezeknél — a lágy omlós talajban — ugyanazt a szerkezetet figyelhettem meg, melyet már gyakran láttam a granulitok és bazaltok esetében a bomlás kezdeti szakaszán, amikor feltételezhetünk durva és szabálytalan prizma vagy oszlopos alakzatokat. Egy nagy, talajba ágyazott szögletes tömb azonban még jobban megvilágította a kérdést. Ez, bár szögletes kőzettömböt képezett, csak annyiban különbözött a talajtól, hogy kissé sötétebb volt, és nem annyira omlós természetű. Mégis vajpuha volt, és a savakkal reakcióra lépett. Ezek szerint fel kell tételeznünk, hogy mind a talaj, mind pedig a tömb valamilyen bomlott granulit vagy bazaltféle lehet. Egy mély vízmosásban, ahol egy keskeny utat alakítottak ki, olyan porfíros kőzeteket találtam, melyeket Mr. (ABRAHAM GOTTLÖB) WERNER agyagos porfírnak (*Porphyrchiefer*) nevez, és mely LINNÉ rendszerében a *Poryphyrius*

schistosus nevet kapta. BORN azonban FERBERhez intézett 19. levelében azt állítja, hogy a hegyet, melyen a tokaji bort termesztik, agyagpala (Argillaceous Schistus — Thonschieser) alkotja, és ebből következtet arra, hogy az itt található obszidián nem itt képződött, hanem valamilyen más úton kerülhetett ide a Kárpátokból. E tévedés mentségeként meg kell említenünk, hogy BORN tokaji látogatása nem sokkal súlyos, felsőbányai utazása után történt... és így ezeket a hegyeket személyesen nem tanulmányozhatta...

Mivel 1770. évben történt visszavonulása után BORN többet nem kereste fel e vidéket, információit nyilván barátaitól szerezte. Remélem abból, hogy véve a bátorságot, hogy e nagy tudós tévedéseit korrigálom, senki sem azt a következtetést vonja le, hogy nem a legmélyebb tiszteletet érzem iránta.... A hegy túlsó oldalán, a csúcs felé ...számos laza szurokkő-porfirt találtam. Alapja vagy talapzata fekete szurokkő, mely töredékes vagy szabálytalan kristályformában vörös földpátot tartalmaz, és ez a legjellemzőbb. Ez a kőzet azonban anyagát tekintve fokozatosan változó jellegű.

A földpát földjellegűbbé és tompább színűvé válik, míg a szurokkő elveszti üveges, csillogó jellegét és csak foltokban és erekben jelentkezik vörös anyaggal keveredve. A vörös földpát izzítás hatására fehér zománcá alakul, a szurokkő hasonlóképpen megolvad, és fekete üveggé válik..."

Tokajt elhagyva a „Kárpáti Alpok” (Carpathian Alps) felé vette útját, de néhány környéki hegységben lévő számottevő földtani jelenségről hallva, kis kitérőt tett, hogy tanulmányozza ezeket.

TOWNSON, a XII. fejezetben „Ásványtani megjegyzések” (Mineralogical remarks) cím alatt ezt a vidéket ismerteti, beiktatva számos korabeli ásványtani és kémiai elemzési módszert és azok eredményeit is. Ezekre jelen ismertetésünkben nem térünk ki, hanem inkább a szerző eredeti megfigyeléseit foglaljuk össze.

Érdemes azonban megjegyezni, hogy a vonatkozó egyéb irodalomban Robert TOWNSONnak a környékre való megfigyeléseire részletes utalást fontos monográfiákban nem találtunk, pedig jóval korábban írta le a vidéket geológiai szempontból, mint pl. BEUDANT (SZABÓ J. 1867, SZÉKYNÉ FUX V. 1970, GYARMATI P. 1977).

„Elhagyva Tokajt, az út felett hatalmas bazalttömböket figyelhettem meg, majd egy vagy két mérföld megtétele után megpillantottam FICHEL vulkáni zeolitját. Ez különös képződmény, és valóban sziklát alkot. Azt azonban, hogy vulkanikus-e, és ha vulkanikus, akkor tényleg zeolit-e, vagy nem, azt mindenki maga döntse el.

Az első kérdést aszerint döntheti el, hogy a plutonista vagy neptunista nézetek híve, a másodikat pedig aszerint, hogy hogyan határozza meg a zeolitot. A képződmény az út bal oldalán található, és egyes helyeken látványos kibúvások láthatók. Hamuszínű, itt-ott pirossal tarkítva, textúrája zsíros csillogású, szabálytalan gyöngyökre emlékeztet. Izzítás hatására erősen megdagad, néha térfogata háromszorosára is, és fehér salakká alakul. Csak halványan foszforeszkál, és salétomsav hatására nem kocsonyásodik meg, mely folyamatok pedig a zeolit két fő sajátossága. Egyes helyeken a különböző rétegekből képződött gömböcskék obszidián magokat tartalmaznak, és a rétegek könnyen eltávolíthatók. Ezekből a magokból sokat gyűjtöttem...”

TOWNSON ezután leírja FICHEL és BORN megfigyelését és KLAPROTH alapos laboratóriumi elemzéseit.

Ezt követően; kitérőként, szóról szóra való fordításban leírja PALLAS tapasztalatait és laboratóriumi eredményeit a Kamcsatkában található hasonló kőzetekről, „melyek tökéletesen azonosnak tűnnek az itt található képződményekkel”, és hasonlóságokat állapít meg máshonnan származó anyagokkal is.

„...Egy vagy két mérföld megtétele után egy kőfejtőhöz értem. Itt bányásszák azt a követ, melyet Tokajban építkezésre használnak. Ez a fehér kőzet likacsos szerkezetű, a németek megszilárdult agyagnak nevezik, amely egyben lukacsos is. Az üregek helyenként

szétbomlott horzsakőszerű anyaggal kitöltöttek. Ezek szerint az anyag szétbomlott porfír, bazalt, láva stb. Ezek azonban sohasem tartalmaznak horzsakövet, ez a kitöltőanyag; biztos akkor, hogy nem vulkáni tufáról van szó? Néhány porfírhoz hasonlóan áttetsző kvarcsemcsék is láthatók, de nagyon kis mennyiségben. A legegyszerűbben ezt az anyagot bátran nevezhetjük szétbomlott lávának...

Négy-öt órányi út megtétele után Mádra értem... majd innen tovább Tállyára. Itt megnéztem másik fejtőt is, ahol fehér, megkeményedett agyagot bányásztak. Visszatérve számos fehér kőzetűveg (petrosilex) kupacot figyeltem meg, melyek darabjain növénymaradvány-lenyomatok voltak láthatók. Mád utcáin sok zöldes árnyalatú petrosilex breccsa, néhány szép darabbal volt látható. Ezt itt valószínűleg építkezésre használták...

Innen Tolcsvára mentem, mely csak egy [postakocsi-] állomásnyi távolságra volt. Liszka [Olaszliszka] közelében az út szélén finom fehér homoktöltés emelkedett, melynek közeete rendkívül könnyen hullott szét homokká. Bányászata mértékét tekintve feltehetőleg háztartási célokra használták...

Végső soron TOWNSON arra a következtetésre jut, hogy az összes itt leírt képződmény valamilyen tufafajta.

A Tolcsva környéki hegyek megszemlélése után Uihelly (Sátoraljaújhelyre) utaztak tovább. Az út mentén különböző bazalttípusokat figyelt meg, valamint porfírképződményeket, melyek fehér megszilárdult agyag alapon helyezkedtek el, mely nagy, áttetsző kvarc- és földpát- vagy inkább adularszemcséket tartalmaz.

Sátoraljaújhely környékén „...van néhány magas hegy, melyeket Sátornak neveznek”. BORN ezen egyikéről írja, hogy az vulkáni hatások által átalakított gránitból áll. „Felmásztam a két vagy három legmagasabbra, de ... egyik sem lehetett gránit. Csak adularszemcsékkel tarkított porfírt láttam, hornblende-kristályokkal pettyezve...”

Telkibánya felé továbbhaladva, az út mentén számos érdekes kőzetet figyel meg, zömmel breccsás és zeolitos szerkezeteket, melyeket korábban leírt.

Telkibánya: „...Azért jöttem ide, hogy felkutassam a krizopál (chrysopal—nemesopál?) és viaszopált, de minden keresésem hiábavalónak bizonyult... végül megtudtam, hogy ez 3–4 mérfölddel távolabb található..., de mivel háziasszonyomtól megfelelő mennyiségű darabot kaptam, már nem voltam olyan csalódott.” Itt TOWNSON utal FICHTEL és BORN leírásaira a lelőhelyet illetően: „Bár éppen azt nem találtam meg, amiért lényegében jöttem, találtam néhány FICHTEL által le nem írt képződményt.” Itt a továbbiakban TOWNSON lényegében a jelen útszakaszon korábban már leírt kőzeteket ismerteti.

Kassára érkezése után TOWNSON kirándult Vörösvágásra (Czerwenitz), a „valódi opál vidékére”. Útban Vörösvágás felé megszakította útját a ranki termálvizeknél...

„Rank termálvizei vastartalmúak és szénhidrogének. Mind ivókúráként, mind pedig fürdésre használják.”

Másnap továbbutazott Vörösvágásra, ahol „...felmásztam egy meglehetősen magas hegyre az opálbányák felé. Itt találtam meg a bomlott porfírból és trasszból álló kőzetet... a hegyet számos helyen megnyitották, de csak három körzet bizonyult igazán gyümölcsözőnek... ezeket fegyveres őrök vigyázzák....

Mivel engedélyem volt, akadály nélkül tanulmányozhattam a fejtéseket. ...a fejtések gyakran mélyebbek három-négy yardnál. A lyukak, melyekben ástak, látszólag minden terszerűség nélkül mélyültek.”

TOWNSON leírja, hogy többféle opál található itt, ezek keletkezése azonban azonos eredetű. Mivel azonban ezeket a bányákat már több éve nem művelték, a szerző attól tartott, hogy nem talál semmit. Talált azonban néhány példányt, melyek az ékszerész számára értéktelenek, a természettudós azonban értékesnek találja őket.

„Az egyes típusok észrevétlenül mennek át egymásba. Én különböző típusokat tudtam gyűjteni: nemesopál, vízopál és tejopál, melyek nemesopálba mennek át... Jelenleg

már általánosan feltételezik, hogy a kereskedelmi forgalomba kerülő értékesebb példányok, melyeket keleti opáloknak hívnak, innen kerülnek ki.”

Townson Kassáról továbbutazva Aggtelekre megy, ahol több ízben is leszáll a cseppkőbarlangba, ahol különböző megfigyeléseket és méréseket végez, majd felkeresi a szilicei cseppkőbarlangot is, ahol megcsodálta a hatalmas cseppköveket.

Folytatva útját egy napot tölt Rozsnyón, néhány szót ejtve az antimonbányákról, majd másnap továbbmegy Schmölnitz felé. Röviden szól a rézbányákról és arról, hogy a rezet helyben olvasztják, míg az ezüstartalmú ércet továbbküldik Besztercebányára feldolgozásra. Megtekintett egy piritbányát is.

Lőcsét elhagyva Késmárcra érkezik, ahonnan számos kirándulást tesz a „Kárpáti Alpokba”, és főleg földrajzi méréseket és botanikai gyűjtéseket végez, és a hegyek közzetani összetételét írja le röviden.

Több mint egy hétig tartó kirándulás után visszatért Késmárcra, ahonnan a következő nap Ny felé folytatta útját Vasetz faluba. Innen megmászta a Kriván csúcsát, útközben földrajzi méréseket végzett, és visszatérve megtekintett egy aranybányát a hegyoldalon, ahol egy szürkés kvarctelérben vékony terméssarany eret látott, melynek kitermelése teljességgel gazdaságtalan volt. Vasetzről Pribilinen keresztül átkelt a galíciai határon, megtekintette a wieliczkaí sóbányákat, és kirándulásokat tett a környéken. Visszatérve, ugyancsak Pribilinen keresztül, az alsó-magyarországi bányavárosok felé vette útját, továbbmenve Besztercebányára. Innen a következő napon a két-három órányi járásra lévő úrvölgyi bányákat látogatta meg.

„Ezek, melyekben rezet termelnek, jelenleg gazdaságtalanul működnek. A rezet cementálással egy bizonyos rézérbből nyerik (*Cuprum aeris*).” Az eljárás lényege, hogy a bányából kifolyó vizet átbocsátják a bányából kihordott törmelékakupacokon, melyek a korábbi bányászat során kisebb hegyekké növekedtek, majd ezt a vizet fából készült ciszternarendszeren bocsátják át, melyekben zöldeskék üledék rakódik le, melyet évente egyszer gyűjtenek be.

„A bányákban nagyon szép cobalt-vitriolos rózsaszín sztalaktitok találhatók. Néhány lábnyi hosszú darabot gyűjtöttem, melyekben vízcsepp mozog; ezek egy része részben rózsaszín, részben kék színű.”

„...Besztercebányától egy óra járásnyira találhatók a pörkölőművek, ahol az ezüstartalmú rézérceket feketerézre redukálják. Ezeket a rézérceket az ezüst kiválasztására az ország minden részéről ide szállítják, még Bánátról és Erdélyből is. A munkához szükséges ólom a karintiai Bleybergből származik.”

Besztercéről Selmecre utazik tovább, és csak rendkívül vázlatosan emlékezik meg a bányákról, ércekről, ásványokról, illetve a Bányászati Akadémiáról, megemlítve egy-egy jelesebb gyűjteményt is. Ezekről azonban más leírásokból sokkal értékesebb információkat nyerhetünk.

Innen Körmöc felé folytatja útját. „Körmöc felé az út bal oldalán az út szélét csaknem egészen fehér petrosilex tömbök borítják tele növényi lenyomattal.... Magyarország nagyon gazdag kővült fáknak, és különösen sok az olyan példány, a faopál, mely véleményem szerint jellemzi az országot... Ezekből megkövesedett fatörzsek találhatók a Császári Gyűjteményben...”

„A körmöci bányákat nem az ércek mennyisége, hanem inkább minőségük miatt tartják számon, ennek ellenére a bányák működtetése veszteséges.... A más bányákban kitermelt gazdag érceket is ide hozzák, hogy kinyerjék az aranyat és ezüstöt belőlük.”

Townson innen Újbányára (Königsberg) érkezett, de a bányákról csak néhány szót ír. Újbányáról Pozsonyon át utazva hagyja el Magyarországot.

Reméljük, hogy jelen összeállítás, vagy inkább szemelvénygyűjtemény, segítségül szolgál ahhoz, hogy jobban megismerhessük korabeli utazók és külföldi tudósok megfigyeléseit Magyarországról.

IRODALOM – REFERENCES

- FÜLÖP J. 1969: Geological mapping in Hungary past, present and future. In FÜLÖP J. ed. "One hundred years of the Hungarian Geological Institute. — Budapest.
- JESZENSZKY G. 1972: Medical and sanitary conditions in Hungary as seen by British travellers, 1790—1848. — *Orvostörténeti Közlemények*, Suppl. 6.: 67—83.
- TOWNSON R. 1797: Travels in Hungary with a short account of Vienna in the year 1793. — London, Robinson.
- VALLANCE T. G.—TORRENS H. S. 1984: The Anglo-Australian traveller Robert Townson and his map on Hungarian "Petrography". In Contributions to the history of geological mapping: 391—398. Akad. Kiadó: Budapest.

ROBERT TOWNSON'S (1762—1822) VISIT TO HUNGARY AND HIS MINING-GEOLOGICAL OBSERVATIONS

by

Á. KISS

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC: 622(439)(091)

Key- words: history, mapping, mining, petrography

The present study is the second part of a planned series introducing observations of British travellers concerning geology and mining in Hungary. R. Townson, who visited Hungary between May and October, 1793, very often gives minute details about the contemporary state-of-arts, beside other aspects, also about, as he calls it, "Petrography" of Hungarian localities. For limitation of the length of the studies in our "Annual Report" the present author has decided to describe his account of his experience in Hungary in two parts. The next part, hopefully, will be published in the next volume of the Report.

EGY XIX. SZÁZADI ANGOL UTAZÓ GEOLÓGIAI—BÁNYÁSZATI JELLEGŰ MEGFIGYELÉSEI AZ ALSÓ-MAGYARORSZÁGI BÁNYAVÁROSOKBAN

KISS ÁRPÁD

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 55+622(439)(09)

T á r g y s z a v a k : tudománytörténet, földtan, bányászat, életrajz, E. D. Clarke, Magyarország

Jelen tanulmány egy rövid életrajzi bevezető után szemelvényeket közöl E. D. CLARKE angol utazó geológiai jellegű megfigyeléseiről, melyek magyar nyelven nyomtatásban mindeddig nem jelentek meg.

Bevezetés

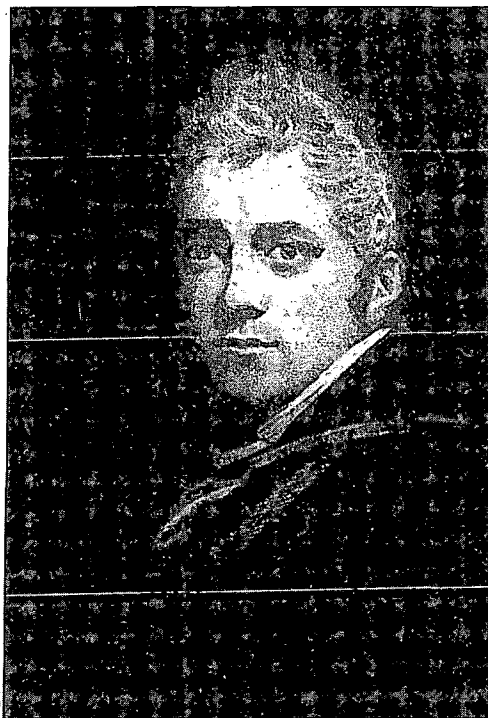
A nem túl nagyszámú Magyarországon utazó angol közül kiemelkedik E. D. CLARKE személye, ill. útleírásának irodalmi alaposága és megfigyelésének élessége. CLARKE szisztematikus felkészültségével talán csak R. BRIGHT (1789—1858) vetekszik. Különösen érdekesek CLARKE megfigyelései és leírásai a magyarországi bányászati viszonyokról, mert CLARKE — a legtöbb utazótól eltérően — szakember volt, képzett mineralógus, a Cambridge-i Egyetem professzora.

CLARKE, Edward Daniel 1769. június 5-én született Willindonban (Sussex), s 1822. március 9-én Londonban halt meg. Tanulmányait Tonbridge-ben és Cambridge-ben végezte. 1799—1803 között az európai kontinenst, majd Egyiptomot és Palesztinát utazta be. Alexandria eleste után jelentős érdemeket szerzett Anglia szemében azzal, hogy a francia tudósok által gyűjtött antik értékeket (szobrokat, szarkofágokat, térképeket, kéziratokat stb.) Anglia számára megmentette. Athénon, Konstantinápolyon, Magyarországon, Németországon és Franciaországon keresztül tért haza. Jelentős antik értékeket adományozott a Cambridge-i Egyetemenek, ahol 1808-ban az akkor alapított ásványtani tanszékre nevezték ki professzornak. Utazott Olaszországban és Törökországban is. 1819-ben egyik alapítója a Cambridge Philosophical Societynek. Számos műve foglalkozik az antik művészeti és filológiai emlékekkel. Írt rendszeres ásványtant is. Számunkra legfontosabb „Travels in various countries of Europe; Asia and Africa” c. művének 4. kötete, mely 1816-ban jelent meg először. Az első kiadás még számos további kiadást ért meg, a Magyarországra vonatkozó rész az 598—701. oldalon található.*

* A M. Áll. Földtani Intézet könyvtárában a 4. kiadás vonatkozó kötete található meg.

Az erdélyi bányákról, az ércek minőségéről s Erdély földtani szerkezetéről csak futólag emlékezik meg (Boica, Nagyág). A bánsági bányászatról még kevesebbet ír, tulajdonképpen csak az ottani cigányok aranyosását említi, ill. írja le módszerüket (pp. 337–339.)

Az alsó-magyarországi bányászatról részletes megfigyeléseket és adatokat közöl (pp. 655–690.). Összesen 15 napot töltött itt. Volt Bakabányán, Selmecen, Körmöcön és Besztercebányán. Legtöbbet a selmeci bányászattal és kohászattal foglalkozik. Leszáll Selmec hat legjelentősebb aknájába (ill. tárójába), leírja az ereket és telepeket, jellemzi az érceket, részletesen foglalkozik az ércelőkészítés módjaival és gépészeti berendezéseivel, a kohászati eljárásokkal. Érdekes képet fest a selmeci bányászati akadémia oktatásáról, kiváló professzorairól, fölszereltségéről stb. Körmöcbányán elsősorban az országos aranyválogató-laboratórium kötötte le figyelmét.



I. ábra—Fig. I. E. D. CLARKE (1789–1858)

Magyar vonatkozású szemelvények*

1782. május 13. Párkányból Körmend (Kövesd), Zelitz (Zseliz) és Léva érintésével Bakabányára utaztunk, ahol az arany és ezüstabányák találhatók....

Jó minőségű ércek. A nagyági tellurbánya esetében néhány alkalommal észrevettük, hogy helyenként az aranyércek nem tartalmaznak ezüstöt. Egyéb esetekben nyugodtan állíthatjuk, hogy az általános megfigyelések szerint az összes bányában, legyen az Észak-(Alsó-)Magyarországon, a Bánságban vagy Erdélyben, melyekben aranyérc fordul elő, az érc egy bizonyos hányad ezüstöt is tartalmaz. Utólag mondta el nekünk ezt a selmeci PASSERN (PATZIER) professzor, és másoktól azt hallottuk, hogy a fenti megfigyelés kivétel nélkül minden esetben érvényes. Ez azonban fordítva is igaz: azt mondják, hogy minden ásvány, melyet ezüstércnek tekintenek, tűnjék az ezüst bármilyen tisztának is, tartalmaz aranyat, még a fém leggazdagabb szulfidjai is, melyet argentitnek vagy lágý ezüstércnek neveznek.

* Az idézett részeket e sorok írója fordította.

TRAVELS
IN
VARIOUS COUNTRIES
OF
EUROPE ASIA AND AFRICA

BY
E. D. CLARKE LL.D.

A MAGY. KIR. FÖLDTANI
INTÉZET KÖNYVTÁRA
PART FIVE SECOND

GREECE EGYPT AND THE HOLY LAND
SECTION THE THIRD

TO WHICH IS ADDED A SUPPLEMENT
RESPECTING THE
AUTHOR'S JOURNEY FROM CONSTANTINOPLE TO VIENNA
CONTAINING HIS ACCOUNT OF THE
GOLD MINES OF TRANSYLVANIA AND HUNGARY.

FOURTH EDITION

VOLUME THE EIGHTH

LONDON
PRINTED FOR T. CADELL AND W. DAVIES
IN THE STRAND
BY R. WATTS CROWN COURT TEMPLE BAR.
MDCCCXVIII.

2. ábra. E. D. CLARKE hivatkozott kötetének címlapja

Fig. 2. Front page of Clarke's work
(in the National Geological Library)

Ez azonban nem egyezik meg KLAPROTH ezüstsulfid-elemzésével, mely szerint ez 87 rész ezüsből és 15 rész kénből áll (Analytical Essays, Vol. 1. p. 140. London, 1801).

Bakabánya

Másnap reggel (május 14.) ásványokat gyűjtöttünk a bányában. A bányában található „fő” ércen kívül, mely gazdag aranytartalmú agyaggal és vas-oxiddal kitöltött kvarc, a következő ásványokat gyűjtöttük: 1. természetes arany kvarcban, 2. „fekete” ezüst aranytartalmú pirittel, 3. ezüstsulfid, mely aranyat is tartalmaz, 4. „fekete” ezüst baritsulfát stb. elemi kristályokkal. Az aranyat tartalmazó réteg (ore dug) itt agyagból és okkerszínű kvarcból

áll. Aranyban gazdagabb, mint bármely egyéb magyarországi bánya, de ez nem jelenti azt, hogy egyben a legtermékenyebb bányákban találhatók a legdúsabb ércek, mint például a königsbergi természetűzstbánya esetében, Norvégiában...

Szemcsés arany és ezüst kimosása. A város előjárói elkísértek minket, amikor megtekintettük az érczúzó- és mosóműveket. Ezekben semmi különleges nem volt, kivéve azt a módot, ahogy a mosóházakban az arany- és ezüstszemcséket kiválasztották. Ezt egy személy végzi, aki egy, a vízzel hígított bányaiszapot tartalmazó fatartályt tart a kezében, melyet ismételtelen a teste irányába rázogtat. Ezen művelet alatt, és gyakran cserélve a vizet, az arany sárga csillogó iszap formájában fokozatosan a gép oldala felé sodródik, és látjuk, hogy az ezüst teljesen elkülönülten, hasonlóan a vasporhoz, követi az aranyat.

Leereszkedés a bányába. Leereszkedtünk a bakabányai bányába a lehető legkönnyebb módon, aknafolyosón keresztül; mivel azonban még be kell számolnunk látogatásunkról a jóval nagyobb selmeci és körmöci bányáknál, itt a bánya belsejét nem írjuk le részletesebben. A hegyet magát egymásra rétegzett agyagos pala alkotja, mely rétegek a Nagyszombat, ill. a Duna felé terjedő nagy síkság alatt folytatódhatnak a föld alatt. (I. Born's Travels Through the Bannat, etc. p. 193. London, 1777.)...

Selmec. Bányászati Akadémia

A városban egy Bányászati Akadémia is működik, és sehol másutt a világon nem hangsúlyozzák az ásványtan tudományának nemzeti jelentőségét annyira, mint itt. Az Akadémiának 120 hallgatója van számos országból, de főleg Németországból. Egy hallgató még Spanyolországból is jött, ahol a mineralógia a legalacsonyabb színvonalon áll.

Kémiai laboratórium. Az Akadémiához tartozó kémiai laboratórium igen tágas, és a kincstár költségére jól felszerelték a kísérletek elvégzéséhez szükséges berendezésekkel. Két professzor tart nyilvános előadásokat, PASSERN és MÖHLING, és mellettük számosan tartanak magánoktatást (?). A kémiát és mineralógiát PASSERN adja elő. MÖHLING professzor a mechanikai tárgyakat és a bányaműveléshez szükséges munkafázisokat oktatja; e tárgyak oktatásához számos modell és mechanikai műszer áll rendelkezésre szemléltető eszközként. MÖHLING professzor egyben a bányatanácsosi címet is viseli. Megérkezésünk után hamarosan tiszteletünket tettük e két úrnál, és e rövid ismertetésben nem tudjuk, hogy szíves vendéglátásukat vagy nyugodt és kitartó türelmüket, mellyel kérdéseinkre válaszoltak, vagy pedig azt a készséget, mellyel minden, minket érdeklő témáról tájékoztattak, dicsérjük-e jobban. Elvezettek bennünket a laboratóriumba, ahol a hallgatók szorgalmasan kísérleteztek az ércekkel és más kohászati-kémiai kísérleteket végeztek.

Körmöc. Aranybánya

Bejárata oly tágas, hogy lovas kocsival tudtunk behajtani, melyet már a főhercegek látogatására helyeztek készenlétbe. Két órát töltöttünk a bánya belsejének megtekintésével; mindenütt tisztán és szárazon tartott aknákon keresztül vezettek el bennünket az aranyerekhez (telérekhez). A bányászok ekkor azon dolgoztak, hogy kiássák ezeket az érceket, és mikor megnyitottak egy gazdag szakaszt, mi vettük kezünkbe a csákányokat, és magunk kezdtünk el dolgozni, hogy jobban megismerhessük a telér természetét.

Az érc megjelölése. Ez fehér kvarc volt, mely aranytartalmú ezüstércet és aranytartalmú piritet tartalmazott. Ez utóbbi, megfelelő zúzás és mosás után 100 drachma ércből 2—3 drachma aranyat adott. A telér iránya észak—déli volt, elhajolva ugyanakkor nyugatról kelet felé, váltakozva 25—30° és 40°-os szögben.

Szerkezete. Számos ércmintát hoztunk el, melyet magunk választottunk le a telérből. Sok magyar aranytartalmú érchez hasonlóan ezek is agyagból, kvarcból, galenitből és vas-oxidból állnak porfíros kőzetbe ágyazva, rátelepült palafedő réteg alatt. Körmöctől keletre ezt egy meredek, palával fedett porfíros kőzetből álló hegy választja el Besztercétől. Né-

hány évvel ezelőtt ennek a bányának a felülete, mivel túlzottan elvékonyították (too much excavated), meglazult, és bezuhant (beomlott) a bánya üregébe és olyan nyílást hagyott maga után egy nagy és félelmetes kráter formájában, mint amilyen Svédországban, a faluni rézbányánál található, ahol ugyanilyen baleset történt. Mikor ércmintáinkat kihoztuk a bányából, és napvilágnál is megvizsgáltuk őket, felfedeztük, hogy valamennyi ugyanabból az anyagból áll, azaz aranytartalmú kvarcból, mely parányi, csillogó aranytartalmú pirittel volt pöttyözve, és melyeken vagy barnás agyag, vagy ezüsttartalmú ólomszulfid és vas-oxid hatol át.

Kincstári bánya

E bánya meglátogatása után GAYIO úr elvezetett minket a kincstári bányába, hogy megtekintsük a hatalmas gépezetet, mely a vízkiemelő szivattyúkat működtette, valamint a kiemelt ércet és zúzalékot, és a fel- és leszálló bányászokat. Mindenben, amit láttunk, azt tapasztaltuk, hogy mind itt, mind pedig Erdélyben a bányászat mesterségét olyan csodálatos skálán és ugyanakkor olyan józan gazdaságossággal űzik, hogy be kell vallanunk, hogy a németek [sic!] minden más nemzetet maguk mögött hagytak a nemzeti vagyon ez értékes forrásainak kihasználásában...

Bányastatisztikák

...A körmöci ércekben található nemesfémek között az ezüst található túlnyomó többségben, és ezért az érc értékét mindig az ezüst alapján becslik...

...Kísérleti laboratórium (mintavétel)

A kísérleti laboratóriumban, az általunk leírt hosszadalmas folyamat — melynek során a nemesfémeket ércekből kinyerik — helyett két egyszerű és könnyű kísérlet elvégzése is elégséges. Az első a porított érc vizsgálata kémleléssel. Egy előzőleg lemért, mintegy teáskanálnyi mennyiségű porított ércet kis, kalcinált csontból készült tégelybe helyeznek. Ezt erősen hevített kemencébe helyezik, ahol az ólom, félfémek stb. vagy abszorbeálódnak a tégelyben, vagy szublimálódnak, azaz egy csepp elegyes aranyon és ezüstön kívül semmi sem marad a tégelyben. E csepp súlyát viszonyítva az ércpor eredeti súlyához, az érc értékét két meg lehet határozni. Aztán az aranyat szétválasztják az ezüsttől úgy, hogy ez utóbbit salétromsavban oldják, és az arany valamint az elegyes fémcsepp súlya közötti különbség alapján állapítják meg a savban oldott ezüst súlyát. Lehetővé tették számunkra, hogy a kémlelési laboratóriumban a fenti kísérleteket elvégezzük, és megengedték, hogy a végeredményt, valamint az elválasztási folyamat hat művelete során nyert mintákat magunkkal hozzassuk. Legdúsabb ércük minden száz fontjában négy vagy öt márka ezüst, és minden márka ezüstben kb. 15 deniers arany található...

Körmöc a legrégebbi azon vásorok közül, ahol bánya van, és a hét híres bányakörzet közül is; ezek: Selmec, Körmöc, Beszterce, Königsberg, Bakabánya, Libetbánya és Diln. Körmöcről, bár nem a leggazdagabb nemesfémekben, azt mondják, hogy a legmódosabb. Legmélyebb bányája 300 öl mélységre nyúlik a föld alá, de sok bánya működik itt. Egy részük a kincstáré, és a többi bizonyos számú magánszemély (részvényes) tulajdona, ahogyan ezt korábban említettük. Egy vagy több ilyen részvény megvásárlása révén bárki tulajdonos lehet...

Selmec. Május 17.

Egész napunkat — a két professzor, PASSERN (PATZIER) és MÖHLING társaságában — ásványok nézegetésével, vásárlásával és csomagolásával töltöttük. Néhány olyan kristályos antimon-szulfid mintáról, melyek terméсарany lemezeket (laminae) is tartalmaztak, s melyeket eladásra kínáltak fel nekünk, Professzor MÖHLING azt gyanította, hogy a társulást

mesterségesen hozták létre, és miután a mintákat forró vízbe tettük, az aranylemez levált a ragasztóról, és így a csalás kiderült. Ez arra bírta minket, hogy Erdélyben gyűjtött mintáinkat is hasonló próbának vessük alá, és néhány közülük hasonlóképpen hamisnak bizonyult, azaz az antimon és arany külön-külön valódi volt, csak a társulást állították mesterségesen elő...

A *selmeci bányák*. Selmec város egész területe alatt bányák húzódnak, mégpedig oly mértékben, hogy a házak egy része már beomlott az alapjaik alatt folyó bányászati tevékenység miatt. Az ércelérek kivétel nélkül északi és déli irányba terjednek, és nyugatról keleti irányba dőlnek. Egymással párhuzamos irányba futnak. Hat fő ér húzódik itt, de van számos kisebb elágazás is, melyek gyakran igen gazdagnak bizonyulnak. Nyugatról kelet felé haladva a hat fő ér a következő:

1. Teréz-akna:

Sorban az első a Teréz-akna. Ebben a telérben a meddő főleg agyag és vörös, vastartalmú jáspis, vagy szinople, mely annyira telítve van agyaggal és vas-oxiddal, hogy gyakran morzsalékos. Maga az érc legnagyobb részét ólom, és a meddőt mindenütt kis erek és kvarckristályok szövik át. Az ér átlagszélessége két öl, mélysége ismeretlen.

2. Kórház-akna:

A következő a Kórház-akna, mely hasonlít a Teréz-aknához, de sokkal szélesebb. Szélessége mintegy 22 öl, bár teljes szélességben nem tiszta (pure). Sok idegen anyagot (substances) tartalmaz, mely az anyahegységhez tartozik. Távolsága a Teréz-aknától 120 öl.

3. Felsőbiber-táró:

A harmadik telért keletre az előzőtől, Felsőbiber-tárónak nevezik. Az egész bányakörzet erről a telérről nyerte a nevét. Az itt bányászott ércet 128 részre osztják, melyből 125 rész a kincstáré és 3 rész magánszemélyké. A Felsőbiber-táró távolsága a Kórház-aknától 80 öl. Természetét tekintve ez az érc lényegesen eltér a többitől. A meddő itt agyag, de szinople nélkül, a kristályosodás azonban főleg a mészkőnek tulajdonítható.

4. János-akna:

A negyedik telért János-aknának nevezik. Ugyanazok az ércek lelhetők fel itt is, mint a harmadikban, a legdúsabb érceket nagy mélységben találják. A Felsőbiber-tárótól való távolsága 100 ölet tesz ki.

5. István-akna:

Az ötödik, az István-akna jelenleg a leghíresebb az összes selmeci bányák közül. Ez a telér Selmec és Szélakna között húzódik, és inkább tekinthető számos párhuzamos telérnek, mint egy nyolc öl széles tömör telérnek, de mivel kitöltő ásványok gazdagok nemes ércekben, az egészet egy telérnek tekintették, és csak egy nevet kapott. A János-aknától 300 öl távolságban található. Itt sokkal nagyobb szabású tevékenység folyik, mint a többi bányák bármelyikében. Az aknafolyosókat itt jobban építették meg, a gépek nagyobbak és költségesebbek. Ezt a bányát azonban idegeneknek sohasem mutatják meg, és még a főhercegnek sem engedték meg, hogy ebbe a bányába leszálljanak.

6. Zöld-táró (Green-stohn):

A hatodik, alig ismert telér a Zöld-táró. Ez az utolsó, melyet Selmecen felfedeztek. Az érc meddője pala, megkeményedett agyag és pirit. Az első két ér a felszín közelében fekszik, és nagyon gazdag, ezeket fedezték fel a legkorábban. Gazdag ércek maradványai Selmec szomszédságában, az összes többi bányától északra találhatók. A harmadik és negyedik telér gazdag ércei mintegy 1000 öl mélységben találhatók, Selmec déli részén, Szélakna irányában. A legnagyobb selmeci érchozam, melyeket csak nyolc vagy tíz éven keresztül nyertek, a harmadik telér egy elágazásából került a felszínre, 2000 ölnyi

távolságra a várostól délre. Ezt a helyet Siegelsbergnek nevezik. Az 1763. évben a tulajdonosok egyetlen hét alatt 1763 márka ezüsthöz jutottak...

A bányaművelés módja. Selmecen a bányákat négyféle módon művelik. Először vízszintesen, követve az ér irányát. Másodszor döntött síkban, emelkedő vágatokkal, folyamatosan lépcsőket kiképezve. Harmadszor döntött síkban, lefelé, az ellenkező irányban, és negyedszer a telér mindenoldalú feltárása, mely módszer a telérek nagy szélessége miatt a leggyakrabban alkalmazott Selmecen...

Windschacht (Szélakna). Windschachtra érve egy deszkával padlózott járaton át lépünk a bányába. A járat oly széles volt, hogy három ember is kényelmesen elfért egymás mellett...

A kérdésekre adott válaszokból megtudtuk, hogy e bánya leggazdagabb ércei sokkal mélyebben fekszenek, mint a járat szintje, ahol beléptünk, hogy ezen a szinten az érc csak quintalonként 5—8 lotos ezüstöt tartalmaz. Két vagy három különböző irányú telért megtekintve (itt a telérek eltérő irányokban haladnak) egy ragyogóan kivilágított terembe vezettek minket.

...Egy selmeci gépész rendkívül eredeti makettet hozott nekünk, mely bemutatja egy olyan épület belsejét, mely számos helyen található meg Magyarországon, ahol bánya is van, és melyet mosóháznak („washhouse”) neveznek... ez építmények különös bizonyítékaul szolgálnak a régi mondás igazságának, mely szerint: „a szükség találmányt szül”, mert joggal feltételezhetjük, hogy ha a bányák nincsenek kimerülőben, ezek a mosóházak sohasem születtek volna meg. E házak számára ugyanis most az összes ásványhulladékot összegyűjtik, melyek századokon át mint meddő halmozódott fel, és az összes törmelékett is, melyek a bányák elhagyatott részein gyűltek össze...

Selmeci ásványok. A legszebb selmeci ásványok (valójában azok, melyeket csaknem jellemzőnek tekinthettünk az itteni bányákra) az ametisztek, melyeket virágzó gyöngypát borít csett kristályosodás (minute crystallization) formájában az ametiszt-kristályok felületén. A legértékesebbek azok a gazdag ezüstsulfidok, melyeket németül Weisgulden Erz-nek neveznek (szó szerinti fordításban „fehér-péNZ érc”, mert ezüstöt nyernek belőle). Ezt az ércet Glanz Erz-nek is nevezik, mely azt jelenti, hogy csillogó vagy üveges érc, de sokszor helytelenül fordítják üvegércként. Az ezüstsulfid nagy mennyiségben fordul elő a selmeci István-aknai bányában, mely oly jól kovácsolható, hogy királyi látogatóik számára a nyers ércből érmekeket vertek: ezek közül különösen híresek az I. Ágost lengyel király tiszteletére vert érmekek. Ez 85 rész ezüsből és 15 rész kénből áll, és olyan oldékony, hogy még egy gyertya lángjánál is megolvad. Számos, a selmeci bányákban gyűjtött, ásványgyűjteményt láttunk, és mindegyikben több-kevesebb ilyen érc is volt. Az ezüstsulfidok mind kőzet, mind pedig kristályos formában előfordulnak. Kőzetállapotban (massive state) fehér földes gyöngypáttal és kvarckristályokkal társul. Társulása ez utóbbival olyan figyelemre méltó, hogy gyakran a kvarckristályok csúcsain jelenik meg, mintha rajtuk olvadt volna meg, vagy vizes állapotban egy teveszór ecsettel kenték volna oda. Néha annyira át vannak szőve fekete ezüstsulfiddal, hogy színük koromfekete...

Ezenkívül sehol a világon tizenkét lapos kvarckristályok ilyen változatokban, egyedülálló alakzatokban és társulásokban nem fordulnak elő, mint itt... Természetesen az István-aknában fordul elő, és ugyancsak vörös antimonos vagy rubinvörös ezüstkristályok. Magyarország különböző részein a fosszilis szén már régóta ismerték. A Bánátban ezt az aranyban gazdag homokréteg alatt találják, ahonnan a cigányok nyerik a mosott aranyat. Nemrég Selmecen is találtak kőszén-t, de ezt inkább furcsaságnak, mint hasznos ásványnak tartották. PASSERN (PATZIER) professzor néhány nagy mintát mutatott nekünk, melyet Selmec környékén találtak, és melyet barnaszénnek neveznek.

Kísérletek a laboratóriumban. Május 20. Ásványokat gyűjtöttünk és elemeztünk, és kísérleteket végeztünk a nyilvános [public] laboratóriumban a Bányászati Akadémia hall-

gatóival együtt, akiket praktikánsoknak neveznek. Csaknem minden hallgató dohányzott, és reggelente ritkán hiányzott a pipa a szájukból. Nemrégiben felfedezték annak a módját, hogy a legközönségesebb kerámiapipát lakkozással a nemesopálhoz tették hasonlóvá. Ezt egyszerűen érik el, hogy a kerámiát salétromsavas ezüstoldatba mártják, az arany elválasztása után, és aztán cserépezgető kemencébe teszik [porcelain furnace]. Ilyen opálos lakkozást talán a mi kerámiáinknál is előnyösen lehetne otthon alkalmazni.

Május 21. Meglátogattuk a leghíresebb ásványgyűjteményeket Selmecen és környékén, melyek közül különösen egy (windschachtli Conseiller des Mines tulajdona) nevezetes nagyszámú és gyönyörű ametisztjei miatt.

A *kincstári bányák tanácsterme*. Ezután a tulajdonos elvezetett minket a kincstári bányák tanácstermébe. A terem egy bank belsejére emlékeztetett, melyben számos tisztviselő serényen írt a puljánál. A polcokon az utóbbi időkben talált legszebb ezüstsulfid kristályok voltak kiállítva. Ezeket a mintákat itt súlyuk szerinti áron árusítják, hogy az ásványtan hallgatóit ellássák. Az árakat a szépségtől és ritkaságtól függetlenül, kizárólag a minta által tartalmazott ezüst értékétől függően állapítják meg. Számos ásványt vásároltunk itt, és Angliába küldtük mindenféle olyan érccel együtt, amit a magyarországi bányákban találnak. Van egy figyelemre méltó érc, melyet Tigris Ércnek (Tieger Erznek neveznek és amely Freibergben is előfordul (lásd BROCHANT, „Traité de Minér” tom. 2. p. 134. Paris, 1808). Ez fekete ezüstsulfidból áll, beágyazva a meddőjébe, fekete gömb alakú zárványok formájában szürke porfíros kőzetben, úgy, hogy emlékeztet a tigrisek vagy leopárdok bőrén látható foltokra, és innen ered az elnevezés.

Május 22. Reggel ötkor keltünk, hogy megállapodásunk szerint elkísérjük PISTUL Károlyt a Pacher-táróba, Selmec egyik legnagyobb és legmélyebb bányájába, mely pontosan az egyik selmeci előjáró háza alatt húzódik. 108 yard mélységbe ereszkedtünk le, ahol olyan széles és levegős folyosókon keresztül jutottunk el a bánya különböző térségeibe, ahol a bányászok dolgoztak, mintha színházban járnánk. Itt egy feliratot mutattak nekünk, melyen Miksa és II. József császárok nevei, valamint a dátumok, amikor ezt a bányát meglátogatták, szerepeltek. Miksa császár 1779-ben látogatta meg a Pacher-tárót. Az összes kincstári bányát föld alatti folyosóval kötötték össze, melynek hossza eléri a megdöbbentő 3000 öl, azaz három és fél mérföld hosszúságot. A Pacher-táró belsejének látványa meggyőzőtt arról, hogy sehol a világon nem találhatók olyan bányák, mint Magyarországon. Egy ilyen összehasonlításnál mennyivel alacsonyabb rendűek a cornwalli és walesi bányák, ahol néha négykézláb kell átkúszni a vizes, hulladékkal teli folyosón az egyik aknából a másikba. Még az őszi svédországi bányák is elmaradnak a selmeci bányák mögött. A leereszkedés a mi:angliai bányáinkba mindig nehézkes, és csaknem mindig veszélyes is. Egy magyar bánya belseje azonban legjobb csatahajóink belső berendezéséhez hasonlatos, ahol úgy gazdálkodnak a hellyel, és olyan nagy a tisztaság, hogy szemmel láthatólag minden a helyén van és minden munkaműveletre elegendő a hely...

* *Makettgyűjtemény.* *Május 23.* MÖHLING professzor bemutatta, és elmagyarázta nekünk a makettgyűjteményt, melyet a hallgatóknak tartott előadásain használ fel. A gépezet minden része, a kemencék és egyéb berendezések, melyek a bányákhoz tartoznak, lekicsinyítve láthatók itt, és a legzenálisabban alakították ki ezeket szemléltető célokra. Ezen apparátus költségeit, éppúgy mint a laboratórium berendezésének költségeit is, teljes egészében a kincstár fedezi, és a fiatalembereknek tanulmányaik során minden lehetséges segítséget és támogatást megadnak. Nagy jártasságra tesznek szert a bányászatnál hasznos összes tudományágakban, különösen a trigonometriában, mechanikában, hidrosztatikában, kémiában, ásványtáiban és geológiában. Ezután kirándulást tettünk Selmec környékére, hogy megvizsgáljuk a hegyek természetét és szerkezetét a környéken.

Az aranyban-gazdag hegységek geológiája: Úgy találtuk, hogy kemény agyagos porfíros kőzetből, vagy bazaltból, vagy pedig palából állanak. Selmectől északra van egy hegy,

melyet „Kálvária-hegynék” neveznek; ez csillámot is tartalmazó agyagos palából áll, és bazaltba ágyazott jáspisdarabok is találhatók itt. Az ércfelérek irányát és a kőzeteket, melyekbe beágyazódnak, már leírtuk. A bányákból az összes vizet egy tározóban gyűjtik, ahol jelentős mennyiségű arany és ezüst rakódik le az iszapban.

IRODALOM – REFERENCES

- CLARKE E. D. 1818: Travels in various countries in Europe, Asia and Africa. Part 2, 3rd Section. 4 ed. 8.: 321–398.
- KISS Á. 1979: Angol utazóknak a magyarországi bányászattal, kohászattal és ásványvagyonkincessel kapcsolatos megfigyelései a XIX. század második feléig. — Miskolc. Kutatási jelentés. Kézirat.
- (ford.) 1983: E. D. Clarke utazása a magyarországi bányavidékeken (1802): Kutatási jelentés a 626/1981. KFH sz. 185-Kvt-1/1981. NME sz. „Az ásványi nyersanyagok története Magyarországon” c. témáról. (Témavezető: Zsámboki László). — Miskolc. Kézirat.
- OTTER W. 1825: The life and remains of Edward Daniel Clarke, professor of mineralogy at the University of Cambridge. 1–2. — London, Cowie and Co.

GEOLOGICAL-MINING OBSERVATIONS OF A BRITISH TRAVELLER IN THE LOWER HUNGARIAN MINING TOWNS FROM THE 19TH CENTURY

by

Á. KISS

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC: 55+622(439)(09)

Key words: history, geology, mining, biography, E. D. CLARKE, Hungary

The present study, after a short biographical note contains excerpts of geological interest from the travel accounts of a British traveller visiting Hungary at the beginning of the last century. By the way E. D. CLARKE was not only a traveller but also an expert in certain branches of geology, such as mineralogy.

1. 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19. 20. 21. 22. 23. 24. 25. 26. 27. 28. 29. 30. 31. 32. 33. 34. 35. 36. 37. 38. 39. 40. 41. 42. 43. 44. 45. 46. 47. 48. 49. 50. 51. 52. 53. 54. 55. 56. 57. 58. 59. 60. 61. 62. 63. 64. 65. 66. 67. 68. 69. 70. 71. 72. 73. 74. 75. 76. 77. 78. 79. 80. 81. 82. 83. 84. 85. 86. 87. 88. 89. 90. 91. 92. 93. 94. 95. 96. 97. 98. 99. 100.

AZ ORSZÁGOS FÖLDTANI ADATTÁR TUDOMÁNYTÖRTÉNETI ÉRTÉKŰ KÉZIRATOS TERÜLETI JELENTÉSEI 1920–1929

SZENTIRMAI ISTVÁN

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 55(091)(439)(047)

T á r g y s z a v a k : kutatási jelentés, tudománytörténet, Országos Földtani Adattár

A tanulmány módszeresen folytatja az 1919. esztendőig terjedő ilyen irányú, megelőző adattári feltáró munkát. Jelen esetben egy nehéz évtized súlyos és szorító gazdasági körülményei között folytatott földtani kutatómunkálatokból származó jelentésekre hívja fel a figyelmet. Szándék szerint igyekezve bemutatni azt, amit ez a korszak hazánk jobb földtani megismerésében, a földtani kutatómunka érdeklődési körének bővülésében és ennek kapcsán nyersanyag-, energiahordozó-ellátottságunkban jelentett.

A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentésében 1986 óta (1988) sorozatosan jelentek meg közlemények e témában VITÁLIS Gy. (1988, 1989, 1990) tollából. A jelenlegivel e sor folytatódik.

Az I. világháború után az 1920-ban megkötött trianoni béke az ország területét jelentősen csökkentette — megfosztotta energiahordozó- és nyersanyagtermőhelyeinek gazdaságosan kihasználható jelentős részétől. Ez a körülmény új kutatásokat ösztönzött az ország energia- és nyersanyagellátása érdekében.

A sürgető szükség következtében, a lehetőségek adta keretek között, a már ismert területek újrajvizsgálata, illetve azokból kiindulóan továbbkutatása; földtani megfontolások alapján pedig új, reménybeli területek kutatása indult meg.

Ha áttekintjük az új Magyarország területét (1. ábra) összevetve az előző közlemények megfelelő ábráival: látható, hogy ez a kutatás az előbb említettek szerint intenzív és extenzív volt. Az elkövetkezendőkben mindkettőre hozhatunk példákat. Látható lesz az is, hogy ezek a kutatások elsősorban *gyakorlati* célúak voltak, és mintegy „mellékesen” termelték ki a honi és nemzetközi földtani tudományos megismerést gyarapító eredményeket.

Az Adattárban föllelhető jelentések válogatott ismertetését a megelőző közlemények tematikus sorrendjének megfelelően tesszük meg.

A kutatási nekibuzdulás gyakorlati szempontú nagy áttekintéseket ösztönzött. Az Adattárban ez időszakból az első ilyen: VADÁSZ E. 1921-ben kelt „Jelentés a Bakony hegység hasznosítható anyagairól” (T 11 926) c. tanulmánya. A jelentésből csupán a legfontosabb infrastrukturális nyersanyagok és energiahordozók előfordulásait emeltük ki. —



1. ábra. Az Országos Földtani Adattár 1920–1929 évek közötti területi jelentéseinek és az általuk ismertetett nyersanyagok földrajzi elhelyezkedése

1. Jura, 2. kréta, 3. paleogén (eocén, oligocén), 4. neogén: feketekőszén, barnakőszén, illetve lignit (földes-fás barnakőszén), 5. kőolaj és földgáz, 6. bauxit, 7. üveghomok, 8. nemesfémérc, szulfidos érc, 9. mangánérc, 10. vasérc, 11. cementipari anyag, 12. kőbányászati anyag, 13. vegyesásvány, 14. hidrogeológia—hidrológia, 15. agrogeológia (talajföldtan), 16. mérnökgeológia (építészföldtan)

Fig. 1. Reports prepared during the period from 1920 to 1929 and now stored in the National Geological Database, including the geographical layout of mineral resources described in them

1. Jurassic, 2. Cretaceous, 3. Palaeogene (Eocene, Oligocene), 4. Neogene: coal, brown coal or lignite ("earthy and woody brown coal"), 5. petroleum and natural gas, 6. bauxite, 7. silica sand, 8. precious-metallic ore, sulphide ore, 9. manganese ore, 10. iron ore, 11. material for cement industry, 12. quarriable construction materials, 13. nonmetallic minerals, 14. hydrogeology—hydrology, 15. agrogeology (soil geology), 16. engineering geology

Alapvetőnek tűnik az „üveggyártásra alkalmas fehér kvarc(z)homok” lelőhelyeinek rögzítése (1. ábra). Szinte megkönnyebbülésszerűen hangzik: „...Ennek hasznosítása még abban az esetben is érdemes volna, (h)a tiszta szintelen üveget nem is szolgáltatna, mert hazai üveggyárainknak hasonló tisztaságú kvarc(z)homok nem áll rendelkezésükre az országon belül.”

A tanulmány a továbbiakban a lehetséges „szénelőfordulások”-kal foglalkozik, földtani kor szerinti vizsgálatban. A ma megalapozottan törtónai (bádeni) emeletbe sorolt várpalotai földes-fás barnakőszén a tanulmány még pannóniai lignitnek minősíti.

A vizsgált területhez köszénföldtani szempontból nem sok reményt fűz, akár a kréta, eocén, oligocén, pannóniai akkor ismeretes előfordulások ipari hasznosíthatósága szempontjából.

Külön fejezet az „Ércek”. Figyelmet érdemel az úrkút—eplényi mangánérc ismertetése. A „beauxit” (bauxit) ugyancsak néhány oldalas ismertetést kapott Halimba, Szóc, Öcs, Nagyvázsony lelőhelyek említésével. A bauxit minőségével kapcsolatban említést tesz az alumíniumipar keretein kívüli felhasználhatóságáról is (bauxitcement stb.).

Ide kívánczik a SUESS F. E. névvel jelzett, német nyelvű (T 11 925) tanulmány is: „Bericht über die Entdeckung ausgedehnter Bauxitlager im Bakony-Gebiete in Ungarn” (kissé szabadon fordítva: Jelentés a magyarországi Bakony területén felfedezett bauxitteltelep elhelyezkedéséről) — a kornak megfelelő (1922) ismertetést adva.

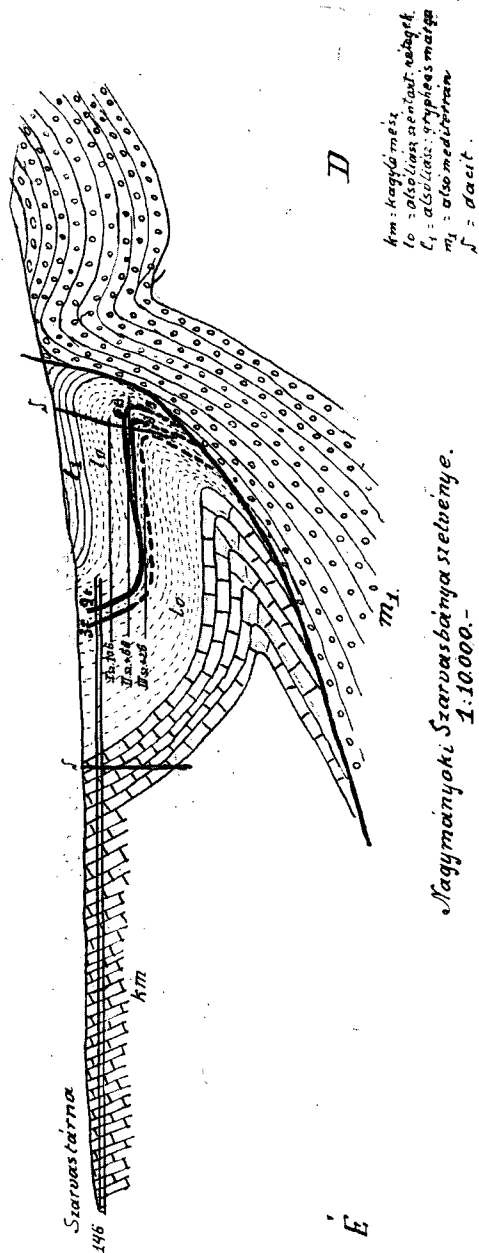
Az előzőeken kívül a középhegység csapásába eső további előfordulásokról értesülhünk VITÁLIS I. Bu. 1., Bu. 2. és T 3115. sz. jelentéseiből. A tárgyalt terület: Eplénypuszta—Várpalota—Bicske—Felcsút között helyezkedik el (1. ábra). Ezek közül különös figyelmet érdemel az 1926-ban kelt, „Jelentés a gánti bauxit-előfordulásról” c. tanulmány. Ez jelentős bauxitvagyon felfedezéséről számol be. — Figyelmet érdemlő VITÁLIS I. (T 10 103) „Jelentés Nyitraszeg (Chalmova)—Szkacsán (Skačany) közti reménybeli bauxit-előfordulásról” szóló, 1929-ben kelt beszámolója; már csak azért is, mert az akkori határokon kívül eső területtel foglalkozik.

Az 1920-as évet követően értelemszerűen fellendült az energiahordozók kutatása — elsősorban a kőszénkutatás. Ebben az időszakban már gyakorlatilag minden egyes ma is művelt kőszénterületünk ismert volt. A kérdés csupán annyi: „per analogiam” a szűkebb vagy tágabb környezetben (országhatár), a földtani felépítés hol és milyen alappal inspirált kutatásra?! Az időszak kutatásai igen erősen gyakorlati célúak voltak, de a földtani megismerés számára is hoztak eredményeket. E tekintetben jelentős a VITÁLIS I.-től származó (T 9999; 1923) szakvélemény, melyben a várpalotai kőszénről így ír: „...az a meggyőződés gyökerezett meg bennem, hogy a várpalotai szén geológiai korát tekintve régebb, mint ahogyan azt eddigél hittük ... a fejtés alatt álló barnakőszéntelep is a legnagyobb valószínűség szerint is még a felső mediterrán képződménye.” — Ez a várpalotai kőszén pannóniai emeletbeli korát kérdőjelezi. Ugyanígy VADÁSZ E. 1923-ban kelt (T 3401) jelentésében a Bükk és a Mátra „környező üledékeinek” hasznosításával foglalkozva így ír: „...kiemelkedőnek tartom a tárgyalt medence egységes felépítésének igazolása céljából, hogy ... — A salgótarjáni közvetlen fekvőréteg gyanánt ismert riolittufa, amely eddig Borsodból kimutatva nem volt, szintén megvan itt is két helyen...”. — Mindkét megállapítás mai földtanunkban jelentős rétegtani eredmény.

Ebben az időszakban élénkült meg az érdeklődés az ország barnakőszeneinek kémiai feldolgozása iránt. Erre hívja fel VITÁLIS I. 1928-ban az Esztergom—Szászvári Kőszénbánya Részvény-Társaság dorogi bányafelügyelőségének figyelmét. A B. VIII. 41. adattári számú jelentésben így ír: „...azt látom, hogy barnaszeneink vegyi-technológiai feldolgozásánál még nagy meglepetések várhatók. A szének, különösen a barnaszének őskátrány-tartalmának a kinyerése a most kialakulóban levő eljárások során egyre előnyösebb.” Ez a felismerés vezetett pl. a jásd—szápári kiemelkedően nagy őskátrány-tartalmú barnakőszén felfedezéséhez.

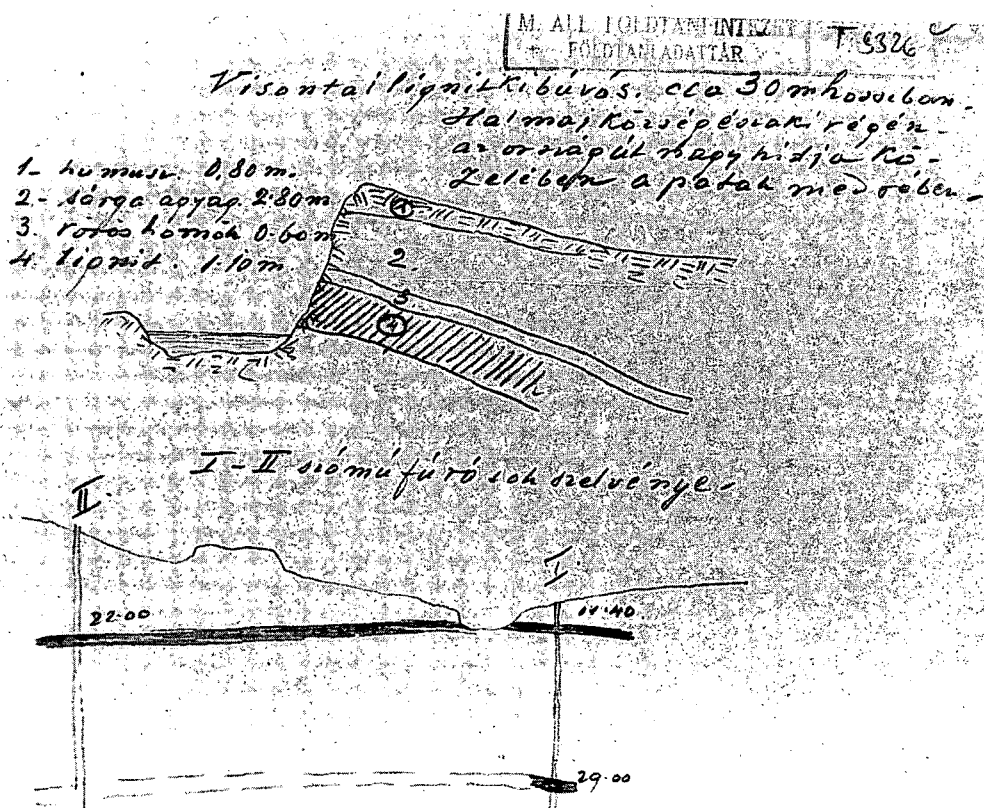
Az ország megváltozott helyzete szükségessé tette az ásványi kincsek számbavételét. Így „Az ország szénvagyonának ... újabb megállapítása, illetőleg felbecslése céljából szükséges geológiai felvételek geológiai keresztülvitelével...” a pénzügyminisztérium 1923-ban PÁLFY MÓRT, ROZLOZSNIK PÁLT, TELEGGDI-ROTH KÁROLYT, SCHRÉTER ZOLTÁNT és LÁSZLÓ GÁBORT bízta meg. Minderről PÁLFY M. Szén 37. adattári számú levelezést és jelentést tartalmazó iratkötegeből értesülhetünk. A felvétel a kor színvonalának megfelelően modern, körültekintő és széles körű volt. PÁLFY M. jelentése kitér az akkor ismert liász kőszénterület bányahelyeinek részletes ismertetésére. Megmaradt néhány melléklete közül a nagymányoki Szarvasbánya földtani szelvényét mutatjuk be (2. ábra). Minthogy a megbízás területre szólt, ugyanebben a jelentésben ismerteti a hidas barnakőszén-előfordulást is. A többi említett geológus e témabeli ténykedéséről az Adattárban nem maradt fenn jelentés.

Számos kisebb bányahely kutatásáról, műre érdemes voltának megítéléséről vagy éppen a kőszén előfordulásának lehetőségéről szóló kisebb-nagyobb jelentés is található az Adattárban a Szén 16—38-ig terjedő kérészámokon. Szerzőik: ID. NOSZKY J., PAPP K.,



2. ábra. PÁLFI M. (1925): Mecseki szén (Szén 37) jelentések (eredetiben 1:10 000 ma.)
 kézirat rajzi földtani szelvénye

Fig. 2. A draft manuscript geological profile from a report titled "Mecseki szén (Szén 37)/Mecsek Coal (Coal 37)"
 by M. PÁLFI (originally on the scale of 1:10,000)

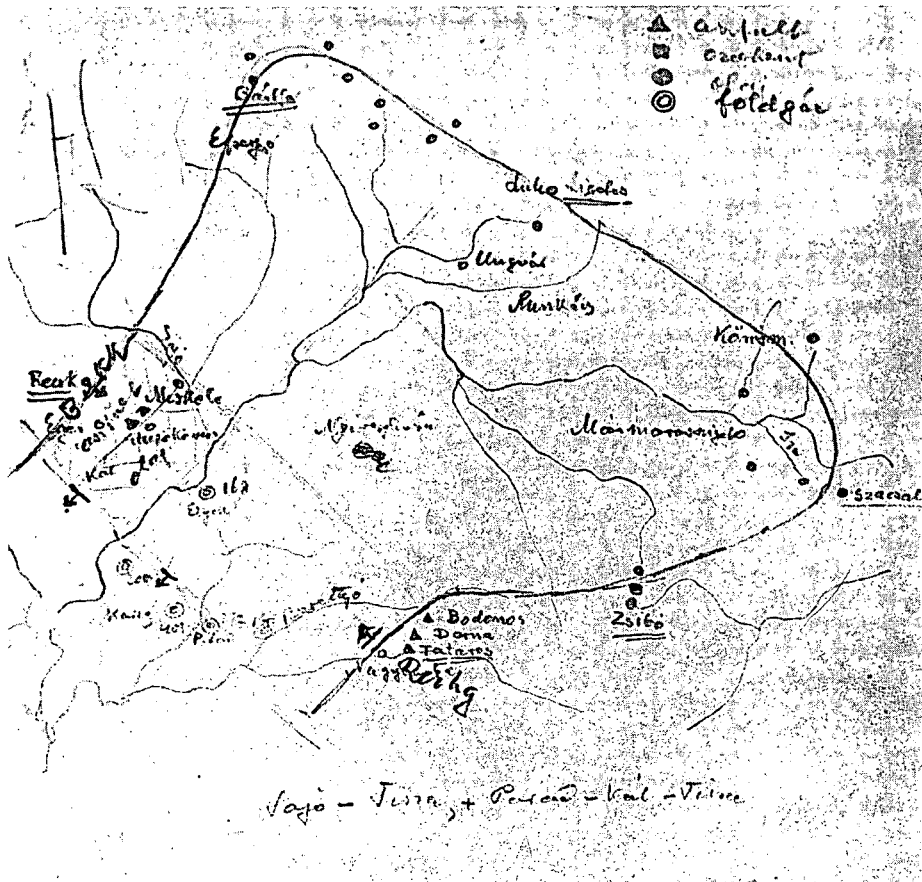


3. ábra. Földtani szelvények a pannóniai lignit területről, Halmaj(ugra) környékéről; VITÁLIS I. T 3326 sz. jelentéséből (eredeti rajz)

Fig. 3. Geological profiles from the Pannonian lignite area, from the environs of Halmaj(ugra); from Report T 3326 by I. VITÁLIS (original draft)

PAPP S., PÁLFY M., PÁVAI-VAJNA F., ROZLOZSNIK P., SCHMIDT S., VADÁSZ E., VITÁLIS S. Részletes helységnévsor nélkül, csupán a jelentések által érintett nagyobb körzeteket említjük: a mecseki feketekőszén-terület, a Dunántúli-középhegység kőszénterületei, Budapest környéki (Nagykovácsi—Pilisszentiván—Solymár) kőszénterületek, a nógrádi barnakőszén-terület, Egercsehi—Ózd barnakőszén-területe és a borsodi barnakőszén-terület.

Legfiatalabb — pannóniai — barnakőszénrel foglalkozik BÁRÁNY K. üzemvezető mérnök 1928-ban kelt, „A Budapest—Gyöngyösvárosi R. T. lignitbányászata” c. munkája (C. VIII. 11). Ebben elsősorban egy új termelőakna telepítésének műszaki terveiről ír. Emellett becslüli — 7 milliárd t-ra — a mátralábi földes-fás barnakőszén-terület vagyonát. Adatokat nyújt a Részvénytársaság barnakőszén-termeléséről: az 1921. évtől kezdődően 1929 első négy hónapjáig bezárólag. Az előzőek megalapozását szolgálta az Adattárban található T 3325. és T 3326. sz. jelentés, amelyek a földtani ismertetés mellett (3. ábra) alapvető gazdaságföldtani, gazdaságossági szempontokat taglalnak; VITÁLIS Istvántól, 1920-ban.

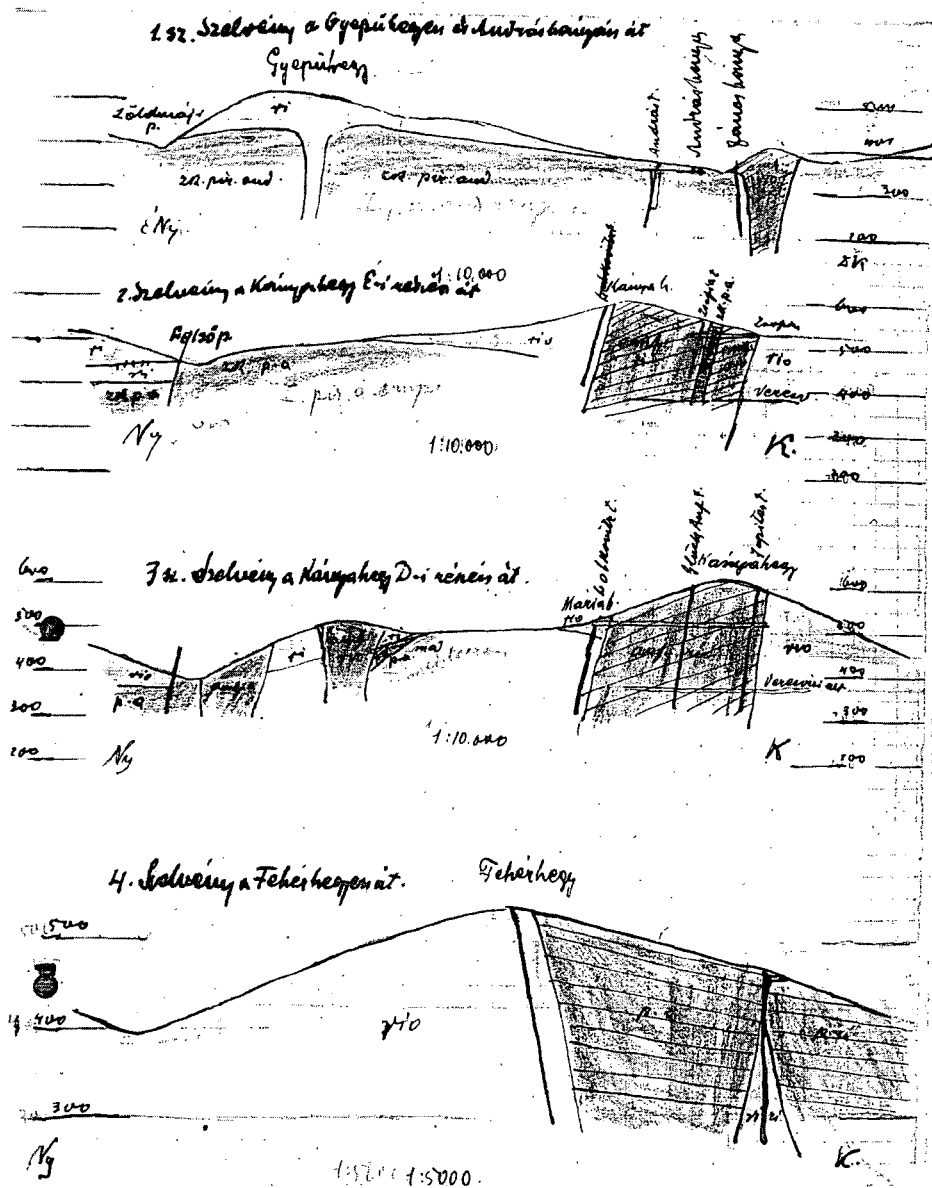


4. ábra. Méretarány nélküli térképvázlat VITÁLIS I. T 3417 sz. jelentésének mellékleteként: (kőolaj, földgáz, ozokerit); valószínűleg Vitális S. eredeti rajza

Fig. 4. Sketch map with no scale, as a supplement to Report No. T 3417 by I. Vitális: (petroleum, natural gas, ozokerite); presumed to be drafted by S. Vitális himself

Tovább folytatódott az egyéb energiahordozók kutatása is: nevezetesen a kőolaj- és földgázkutatás. A Gf/r 1 jelentésben PÁVAI-VAJNA F. és VENDL A. a Hungarian Oil Syndicate Ltd. megbízásából Zala és Somogy megyékben 1921-ben végzett földtani térképezési munkáiról számol be. A T 3401. sz. jelentésben VADÁSZ E. arról ír, hogy a Mátra és a Bükk környezetében az „olaj-, ill. gázvezető” rétegek a felső-oligocén homokkő, illetve a helvétai slír. Tágabb környéket tekintve VITÁLIS Istvántól származik a „Levél, Tataros—Zsibó—Szacsal—Ligetes—Bártfa—Recsk községek hatáiraiban folyó kutatásról” c. T 3417. sz. jelentés. Ez tulajdonképpen áttekintés a Kárpátok övének egy részéről — számba véve az ismeretes aszfalt-, ozokerit-, olaj- és földgázlelőhelyeket (4. ábra), és ezek alapján javaslatot téve a területen kutatási jog (koncesszió) megszerzésére.

Valószínű, hogy vízkutatás mellékterméke, de az Adattárban Gáz 2 (1922) számon található RIEGLER G. jelentése Orosháza és Szentés földgázos artézi kútjairól. Ugyane je-



5. ábra. Eredeti szelvények Pálffy M.: „Bányageológiai szakvélemény a telkibányai aranyos ezüst bányákról” című (Su. 6, 1924) jelentéséből

Fig. 5. Original profiles from the report “Mining geological expertise on the gold-bearing silver mines at Telkibánya” by M. Pálffy (Su. 6, 1924)

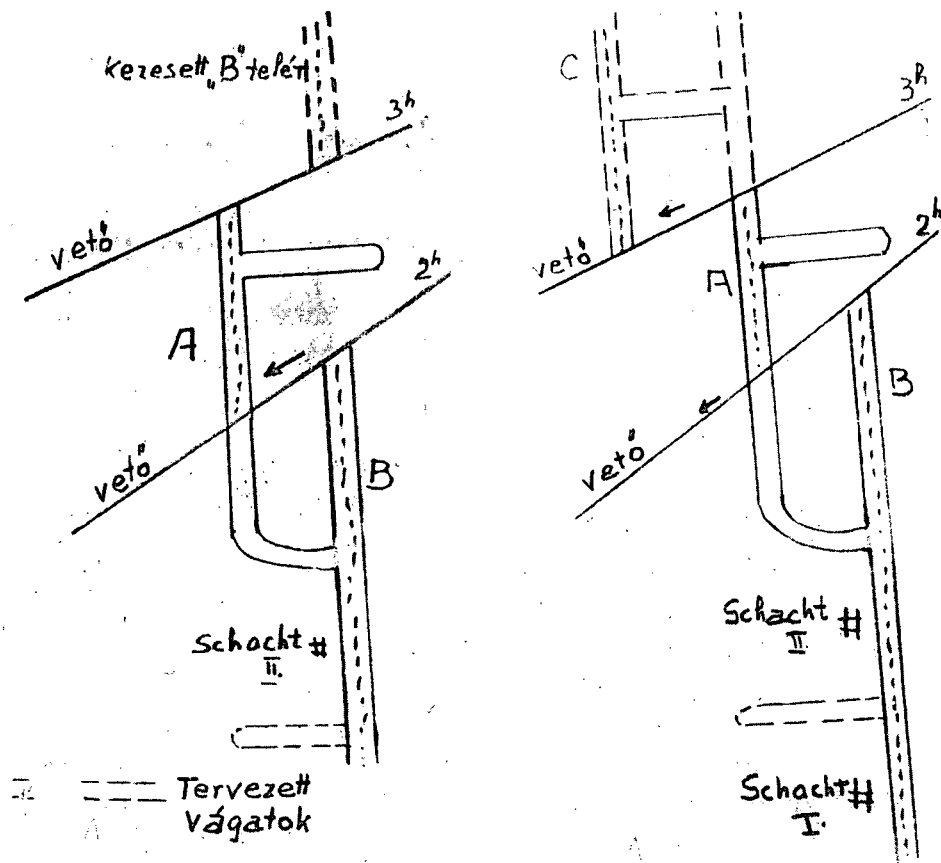
lenség tartalmazza azt a gyakorlati kérést, hogy a Balaton déli partján: Fonyód (Nagyberek, Mária-telep) környékén mélyített, 50 m körüli gázos kutak földgázát megfelelő díjazás ellenében energiatermelésre hasznosíthassák. VITÁLIS I. 1928-ban kelt jelentésében (Gáz 3) a karcagi új földgázos artézi kútról írva, szintén tárgyalja a felszökő vízzel együtt jövő földgáz hasznosíthatóságát is.

Nemzetgazdasági szempontból érzékenyen érintette az országot a nemes- és színesfém-bányaterületek elvesztése is. Ezért megmaradt, egykor művelt, reménybeli területeinken újólagos kutatások indultak. Az erről tájékoztató jelentések közül, bár keletkezését tekintve nem az első, átfogó jellegéből következően elsőként említhetjük PÁLFY M. 1926 táján kelt (Rf. 2=Su 10 jelű), angol és magyar nyelvű tanulmányát „A Kárpátok övezte terület arany-előfordulásai és aranybányászata” („Gold occurrences and gold mining on the territory surrounded by the range of Kárpát-Mountain”) címen, amely mintegy összefoglalás és prognózis hazánk remélhető színesérc- (elsősorban nemesfém-) ellátottságára.

Talán legnevesebb történelmi bányahelyünkön, Telkibánya és környékén, már 1921-ben megkezdődött a bányászat lehetőségének vizsgálata. Erről tanúskodik ABZINGER Gy. bányaugyi tanácsos „Telkibánya és környékének érc kutatásai” c. (Su. 5.) összeállítása. A tőke is érdeklődést mutatott, amit „A Bakócza és Vidéke Kőszénbánya Társaság ajánlata a telkibányai régi bányák üzembe vétele tárgyában”, a jelentés mellékletét képező irat is jelez. Az érdeklődés nem lankadt, 1924-ben PÁLFY M. készít „Bányageológiai szakvélemény...”-t (Su. 6.), melynek földtani szelvényeit az 5. ábra szemlélteti. Ugyanez évben kelt SZEMBRATOVICS S. „Szakvélemény a telkibányai arany- és ezüstabányásatról” c. jelentése is (Su. 7.). 1925-ben újból PÁLFY M. készít jelentést „...az Eperjes—Tokaji hegység ércelőfordulásairól” (Su. 8.). Pénzügyminiszeri rendeletre tekintélyes szakértő bizottság — ABZINGER GY., FINKEY J., LÖW M., PÁVAI-VAJNA F., VITÁLIS I. — készített tanulmányt „Jelentés a telkibányai bányák és azok környékének folyamatos megvizsgálásáról” címen (Su. 9, 1926). A távolabbi környék — Erdőbénye — lehetséges ércelőfordulásaiával foglalkozik VITÁLIS I. 1924-es (T 9977) szakvéleménye.

Másik nagyobb érces területünk a Mátra hegység. Az itteni, elsősorban rézércbányászattal szintén több jelentés foglalkozik a Recsktől Gyöngyösorosziig húzódó érces vonulatban. Az első 1920-ból GELLÉRT J. „Műszaki vélemény a parádi ércelőfordulásról” (T 3352) írott, a Recsk—Parád—(Mátra)Derecske térségében a Dobsinai Rézművek által folytatott bányászatot említő jelentése. Ezt követően SCHMIDT Jenőtlől: „Szakvélemény a mátrabányai ércbányásatról” (T 3343, 1922), FARKAS Józseftől: „Vélemény a mátrai rézbányáról” (T 3344, 1922) címen találunk jelentéseket. 1922-ből keltezett EMSZT K. elemzési bizonylata a „Mátrabányai ércek kémiai vizsgálatának eredményei” címen, amely azt mutatja, hogy a kincstár (állam) is érdeklődött a lehetséges kitermelhető fémvagyon iránt. 1926-ban LACKNER A. ad szakvéleményt a Parádi Bányatársulat mátrabányai rézbányáiról (T 3350), ugyanez évben VITÁLIS S. megírja a „Jelentés Mátrabánya és környékének földtani és bányászati viszonyairól” c. tanulmányát, amely szakcikként „Mátrabánya arany-, ezüst- és rézbányászata” címen a Földtani Közlöny 56. kötetében (1926) jelent meg. Ugyanekkor VITÁLIS I. is készített egy szakvéleményt (T 3347) a Schmidt testvérek megbízásából, akik a területre a bányajogot megvenni tervezték. A következő jelentés ugyancsak VITÁLIS I. tollából származik: „Szakvélemény a gyöngyösoroszi aranyos, ezüstös cink- és ólomérc-előfordulásról és javaslat az ottani teendőkről” (T 9952, 1928) címmel. Ebben a jelentésben a Soproni Bányamérnöki Főiskola tanáráról egy vetőmegoldási szerkesztést is láthatunk, melyet a 6. ábra szemléltet. A kutatás időszaki folyamatosságát tanúsítja a T 3351. sz. adattári jelentés. Ez a mátraderecskei kutatófúrás földtani eredményeiről számol be (VITÁLIS I. 1929).

A harmadik ilyen típusú ércterület a Börzsöny hegység, ahonnan az időszakból KISS J. bányamérnök, vállalkozó: „A nagybörzsönyi ércbányászat ismertetése” c. jelentése van az Adattárban.

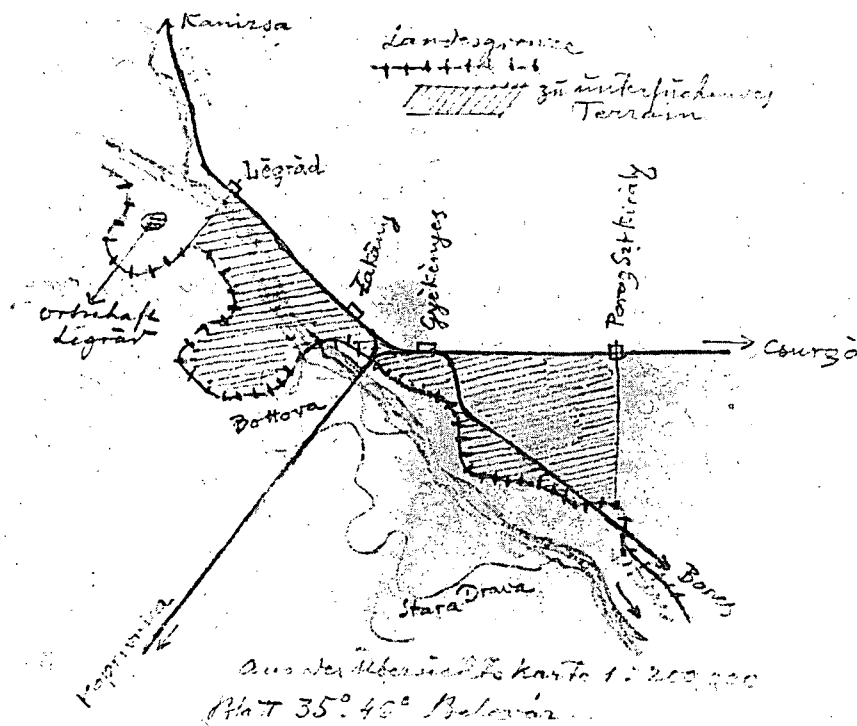


6. ábra. Vetőmegoldás (6/1. és 6/2.) szemléltetése Vitális I. (T 9952, 1928) Gyöngyösoroszi-val kapcsolatos szakvéleményéből
 Fig. 6. Demonstration of a presumed fault (6/1 and 6/2) from a report on Gyöngyösoroszi, made by I. Vitális (T 9952, 1928)

Más terület hasonló ércéről VITÁLIS I. „Szakvélemény a Szabadbattyán határában feltárt ólomérc előfordulásáról” (T 9925, 1929) c. jelentése tájékoztat.

Folyóink mindig hordoznak mosóaranyat, ennek lehetséges kinyeréséről szól a Su. 4. sz. jelentés PÁLFY Mórtól: „Geológiai szakvélemény a Dráva menti mosóarany területekről” (1922). A kapcsolódó térképet a 7. ábra szemlélteti.

Nemcsak a nemesfém- és színesércbányák hiányoztak az országból, hanem a fekete érc: köztük a vasérc is. Ezért minden lehetséges apró nyomot is vizsgálat alá vettek. Így PANTÓ D.—LIFFA A. az Fe. 3. (1920) jelentésében a pátkai mágnesvasércről ír. Ugyanez évben KISS J.: „Pusztaszokolya Huta és Szokolya község határában előforduló vasérc ismertetése” címen készített összeállítást. Rudabányai vasércterületünkről KÁLLAI G. bányamérnök, igazgató VITÁLIS I.-hoz írott leveléből (érminőség, készletadatok) tájékozódhatunk (T 3378, 1926). E területhez kapcsolódik VITÁLIS I. T 3377. sz. jelentése: „Szakvélemény a szőlőssárdói vasérc-előfordulásokról”. Az 1927-ben kelt jelentés a megrendelő számára nem sok jót ígér.



7. ábra. A Dráva menti mosóarany-területek elterjedése Pálffy M. szerint (Su. 4, 1922); eredeti méretarány 1:200 000

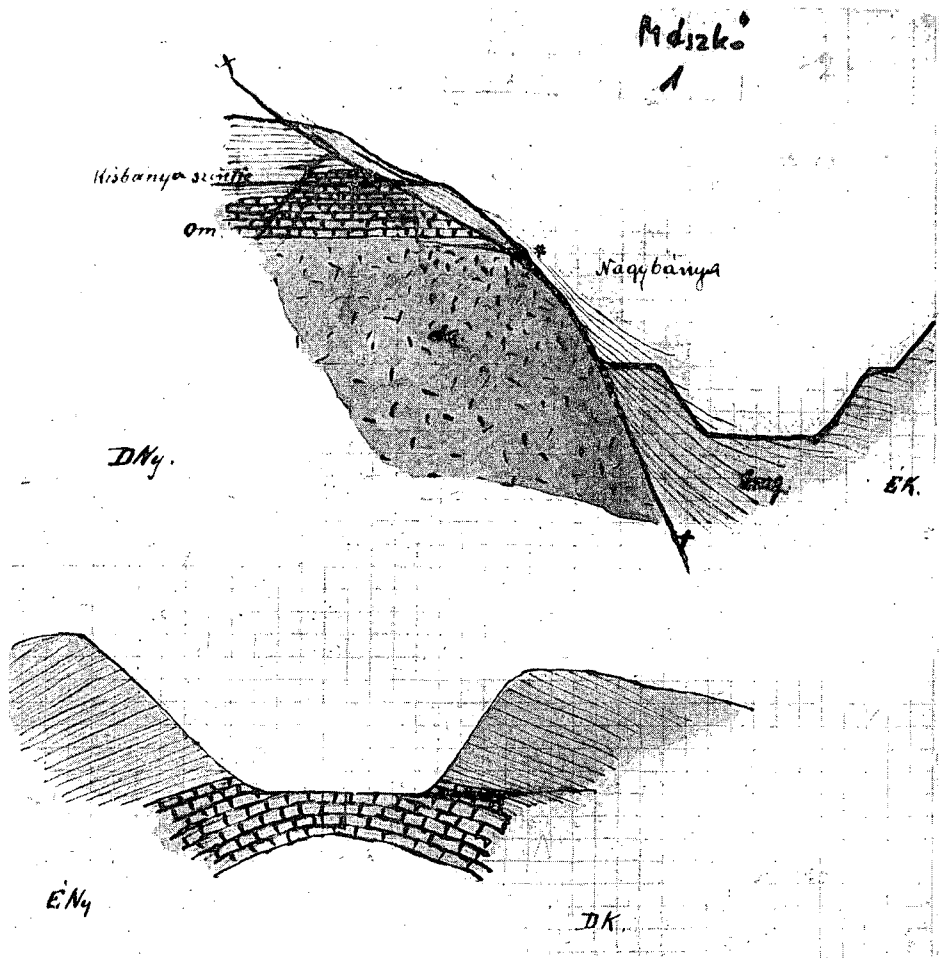
Fig. 7. Areal extent of gold-bearing areas for panning operation situated along the river Dráva (Su. 4, 1922); (original scale 1:200,000)

Szintén vasérc- (gyepvasérc-) kutatással foglalkozik VITÁLIS I. 1926 táján kelt levele: „Vámospércs, Kerekdő és Bójaerdőrt vasérc-előfordulásával kapcsolatban” (T 3422), valamint VADÁSZ E. (1926) „Megjegyzések a Nagyléta körüli gyepvasérc előforduláshoz” (T 3414) c. jelentése.

A hazai mangánt valószínűleg a világháború után megnőtt kereslet hozta előtérbe. Az Adattárban 1922-től található néhány jelentés. Az időszakban első: VADÁSZ E. „Az úrkúti mangán-előfordulás földtani és bányászati viszonyai” címmel helytálló földtani leírását, bányászati lehetőségeinek ismertetését — mi több: gazdaságföldtani értékelését adja a szóban forgó területnek (T 8028). Ezzel a körzettel foglalkozik még PANTÓ D. szakvéleménye (Mn 2), amely az úrkúti mangánbányászat 1928-as állapotát tárgyalja; és VADÁSZ E. (T 7996, 1929) jelentése „Az eplényi mangán-előfordulás”-ról.

Más területeken is kutattak (vizsgáltak) mangánércet, bejelentések alapján. Ilyenről tudósít VITÁLIS I. rövid összefoglalása (Mn. 1., C. IX. 3., C. XI. 3. adattári számokon) a „Jelentés a nagymarosi mangánérc- és lignit-előfordulásról” 1926-ban. Ugyanígy említhetjük VADÁSZ E. jelentését 1928-ból „Az (Bél)Apátfalva környéki mangán-előfordulásokról”. Ez utóbbiak csaknem pontszerű, műre érdemtelen, de megvizsgált (!) lelőhelyek voltak.

Nagyobb csoport a vegyes ásványi nyersanyagok köre. Ebbe a csoportba a porcelángyártástól a mészégetésig, cementgyártásig terjedő kőzetfajták kutatásáról szóló jelentéseket soroltuk. Három jelentés foglalkozik a kaolin-, illetve tűzállóagyag-előfordulások kutatásával. A Tű. a. 2, B. IX. 11. és B. XIII. 8.; 1922-ből „Jelentés Csapberekpuszta (Herend—Márkó) lignit és tűzállóagyag előfordulásáról”, valamint a Kaolin 1., F. II. 6. „Jelentés a sárospataki kaolin-előfordulásról” (1923) VITÁLIS I. munkái. A KRAUSZ Nándortól származó T 10 118 sz. jelentés (1923) „Kaolinos terület Nagy-Muzsaly községtől északra és nyugatra” címen a határainkon kívüli Beregszász környékére eső előfordulásokat ismerteti.



8. ábra. Eredeti földtani szelvények Pálffy M.: Mészko 1 (1921) sz. jelentéséből, a Sváb-hegy (Szabadság-hegy) mészkő—márga-bányáiról

Fig. 8. Original geological profiles from the report "Mészko 1 (1921) (Limestone 1 [1921])", prepared by M. Pálffy on the limestone—marl quarries at Sváb Hill (Szabadság Hill)

Más jelentések a legváltozatosabb kőzettani összetételű cementipari anyagok kutatásával foglalkoznak. Keletkezésük sorrendjében első a Mésző 1. (1921): „Geológiai szakvélemény a Budai Cementgyár Rt. cementbányájáról” szülő, PÁLFY M. által írott jelentés. Ennek szelvénymellékletét szemlélteti a 8. ábra. Néhány további jelentés is PÁLFY M. tollából származik: így a Mésző 2. (1922) a Bódva völgyében fekvő Komjáti, Bódvaszilas, Szalonna községek kőbányáiban feltárt, mészégetésre vagy építőköként használható mészkövekkel foglalkozva. A Mésző 3. (1923) jelentésben a Veszprémi Cementgyár Rt. Balatonfűzfőn feltárt cementipari anyagának készletadatait és földtani viszonyait tárgyalja. — A cementipari anyagoknál maradvány, az országhatáron kívül eső területekről VITÁLIS I. (T 10 102) munkáját említhetjük; amely „...a Nyitra völgyében előforduló cementgyártásra alkalmasnak látszó kőzetekről” szól — 1929-ben. Ugyanígy említhetjük PÁLFY M. Mésző 5. jelentését a „Lédeczi mészkőterület” címen, amelyet magánmegrendelésre készített, és az ott feltárt különböző minőségű meszes kőzetek építőköként, útépítőköként vagy mészégetésre, illetve cementgyártásra való felhasználásáról ír. Kapcsolatos térkép-, illetve szelvényvázlatait a 9. ábra szemlélteti.

VITÁLIS I. „Jelentés a székesfehérvári és pákozdi gránit, gránitporfir és gránitplit előfordulásról” c. tanulmányában a Lábatlani Cementgyár cementipari adaléknyersanyag-igényével foglalkozik.

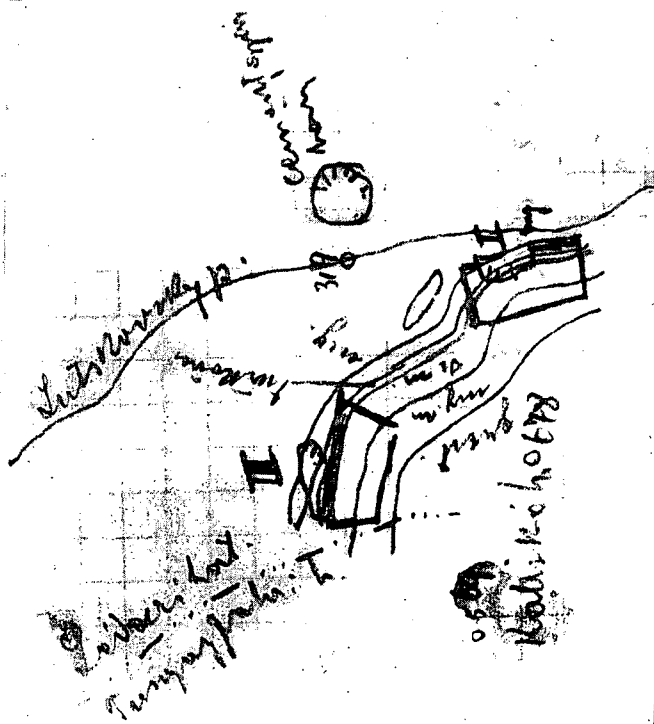
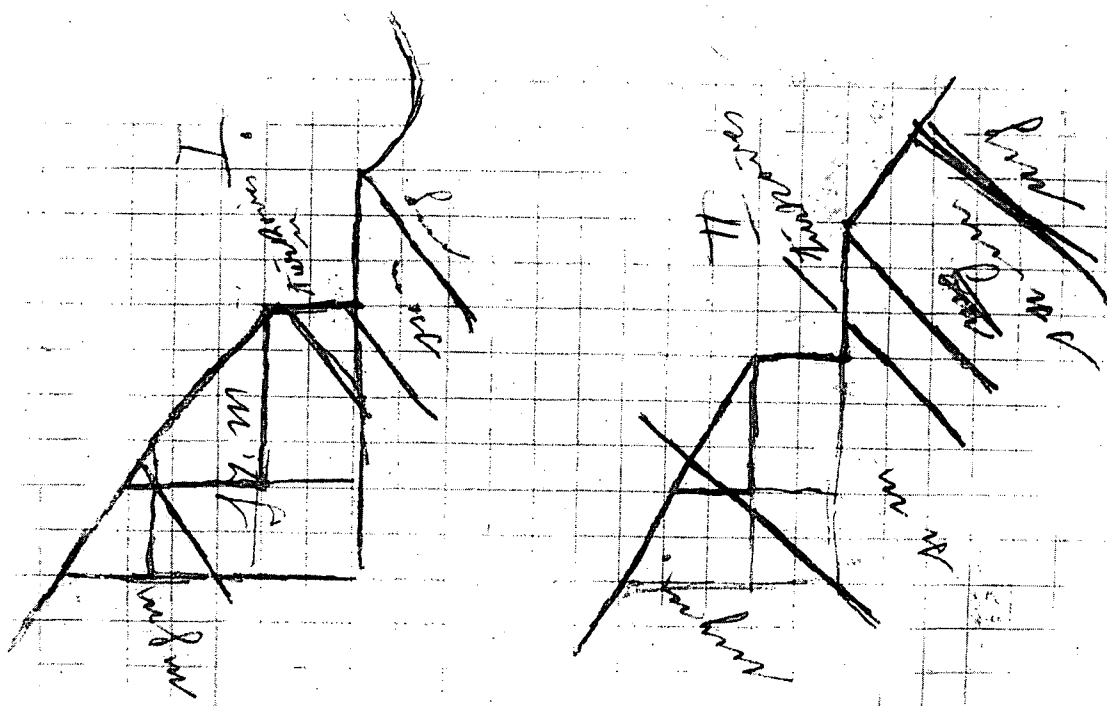
A további néhány jelentésben a cementgyártási anyagként való felhasználás nem tűnik fel. HEINRICH H. Mésző 4. (1923) jelentésében a villány—kövesdi dolomit-márgás mészkőről ír, elsősorban építő- és díszítőköként említve. Ugyanígy VITÁLIS I. a pécsi káptalan mészkőbányáit vizsgálva, a mészkővagyron mészégetésre való alkalmasságát említi elsősorban, építőkökénti alkalmassága mellett (T 10 040, 1924).

A vállalkozók és az állam számára is érdeklődést keltő volt az üveggyártás — az I. világháború után a 21 üveggyárból az ország területén 7 db maradt, az is alkalmas homokanyag nélkül. A meginduló kutatást és számbavételt mutatja ID. LÓCZY L. 1920-ban kelt jelentése: „Geológiai szakvélemény a Tapolca-vidéki üveghomokok ügyében” (Homok 3.) címmel. A két LÓCZY és TELEGYDI-ROTH K. kutatásainak eredménye az Üvegipari Részvénytársaság monostorapáti homokbányájának felkutatása és tervezett üzembe állítása (Homok 4., 1922). VADÁSZ E. szintén 1922-ben készített rövid jelentést „Fehér üveg gyártására alkalmas magyarországi homok-előfordulások” címen (T 10 032) — melyben Bicske, Kővágóörs, Tard lelőhelyeit említi. TREITZ P. a Homok 6. jelű jelentésben (1924) „...a Cserepes-hegy (Esztergom) nyugati lejtőjén feltárt kvarchomokról” és felhasználásáról írt.

Az idősebb (oligocén, hárs-hegyi homokkő) Budakeszi környéki előfordulását ismer-teti PÁLFY M. (Homok 5., 1924) jelentése, megemlítve csiszoló-, köszörűkő-készítésre való alkalmasságát és használatát.

A magmás kőzetek építő-, ágyazatiko-, útépítőköként való használatával ugyancsak foglalkozik néhány jelentés. VADÁSZ E. T 10 058, 1921-ben kelt jelentése „A mecseki fonolit-előfordulások földtani viszonyai”-ról szól. A hazai bazaltok alkalmazhatóságát és földtani viszonyait ROZLOZSNIK P. 1924-ben kelt „Szakvélemény a bárnai Nagykőtető bazaltjáról” (Erupt. 4/b), illetve VITÁLIS I. „Jelentés a tapolcavidéki Uzsapuszta—Uzsamajor—Jesenceistvándi bazaltokról” (Erupt. 5., 1927) munkái tárgyalják.

A kőszénkutatás — mint mindenfajta földtani kutatás — nem feltétlenül váltotta be a hozzá fűzött reményt, de szolgálhatott más hasznosítható anyaggal, mint pl. a Salgótarjáni Kőszénbánya Részvénytársulat márfai II. sz. (sikondai) fúrása, amely VITÁLIS S. geológus-főmérnök művezetése mellett jura kőszénen ugyan nem talált, de a karsztból származó meleg vizet fakasztott. Rétegleírását, fúrászelvényét a VITÁLIS-féle adattári anyagok M. XI. 16. sz. tételeként tanulmányozhatjuk (1928). Ugyane fúrással foglalkozik VIGH Gy. „Mánfa község határában mélyített és hőforrást fakasztott fúrás geológiai megvizsgálása” c. jelentése (T 10 059, 1928), melyben a fúrás által feltárt víz gyógyászati hasznosítását szorgalmazza.



9. ábra. A lédeci (ma Csehország) mészkőterület földtani térkép-
(9a.) és szelvényvázlatai (9b.). Páfly M.: Mészko 5. (1929) sz. jelentése-
ből

Fig. 9. Geological sketch maps (9a) and profiles (9b) of the limestone area of Lédecz (at present belonging to Czechoslovakia) from the report "Limestone 5 (1929)" by M. Pálffy

A háború utáni iparfejlődés közvetlen gyakorlati műszaki és vízellátási kérdéseket is felvetett. Ezt példázza VITÁLIS I. „Szakvélemény a brennbergi Sopron-akna közvetlen közelében álló elektromos centrálé épületének biztonsági állapotáról és az elektromos telep vízellátásáról” (T 3424, 1925), a másik ugyancsak VITÁLIS Istvántól „...a Nyugatmagyarországi Serfőzde és Malátagyár R. T. vízszükségletének ellátásáról” szól (T 3439, 1925).

Az időszak vége felé a jelentések között már — talán kicsit tágabb értelemben véve — agrogeológiai vonatkozásúakat is találunk. 1927. évi keltezésű, de 1922-es eredetű ABZINGER Gy. főbányatanácsos rövid levele a telkibánya—kányahegy alunitről „...amit műtrágyagyártásra is esetleg tekintetbe lehet venni...” (Rf. 1). Az anyagot teleres előfordulásúnak véli.

Talajaink szerkezeti romlásának megakadályozása, illetve a szikes talajok javítása már az időben is megoldandó feladat volt, ezért keresték a megfelelően használható mészkőlelőhelyeket. Ilyen kutatásokkal kapcsolatos a SPITZER I.-nak a Salgótarjáni Kőszénbánya Rt. megbízásából „...a fehérmegyei Sósút községben fekvő mészkőbányáról” szóló jelentése (Mészkő 6, K. II. 10., 1928). Ugyane tárggyal foglalkozik VADÁSZ E. (T 10 033) jelentése „A szikes talajok meszezéséről”, melyben Hejőcsaba, Felsőgalla, Szilvásvárad, (Sajó)Mercse térségében lelhető mészköveket ajánl talajjavító anyagként; szintén 1928-ban. Talán még az előzőnél is tágabb körű VITÁLIS I. „Jelentés a szikes talajok megjavításához felhasználható mészkő-előfordulásokról” c. tanulmánya, melyben számos bányahelyet ajánl, tekintetbe véve a különböző korú és kőzettani alkatú mészkövek használati előkészítéséhez (őrlés) szükséges beruházási igényeket is (Mészkő 7, K. II. 9., T 10 034). — Figyelemre méltó, hogy mindhárom jelentés — amint ez VADÁSZ E. és VITÁLIS I. szakvéleményének szövegéből kiderül — az akkori kormányzat Földművelésügyi Minisztériumának pályázati kiírására készült!

Az időszak adattári jelentései közötti válogatást a mérnökgeológia témakörével zárjuk. E körben PÁLFY M. T 2. adattári számú jelentése (1928) a „Geológiai szakvélemény a Mész utcában létesített bevágás kőzetéről” (Rózsadomb) — tulajdonképpen a kőzet bányászati fejthetőségét tárgyalja. Másik két szakvélemény ugyanazzal a területtel foglalkozik,

10. ábra. A Duna mederfejlődése a pleisztocéntól a holocénig VENDL A.: B III. 10, 1929-ben kelt szakvéleményének eredeti rajzai

Fig. 10. The riverbed development of the Danube from the Pleistocene up to the Holocene. Original drawings from the report B III. 10 made by A. VENDL in 1929

10a. A pleisztocén Duna helyzete

1. Kiscelli agyag, 2. a Duna pleisztocén kavicsos, agyagos homokja, 3. travertino (édesvízi mészkő), v=vetődés

10a. Situation of the river Danube during Pleistocene

1. Kiscellian Clay, 2. the gravelly—argillaceous sands of the Pleistocene Danube, 3. travertine (freshwater limestone), v=fault

10b. A Duna helyzete az óholocénben

1. kiscelli agyag, 2. pleisztocén kavicsos agyagos homok, 3. travertino (édesvízi mészkő) 4. holocén síkság, v=vetődés

10b. Situation of the river Danube during Early Holocene

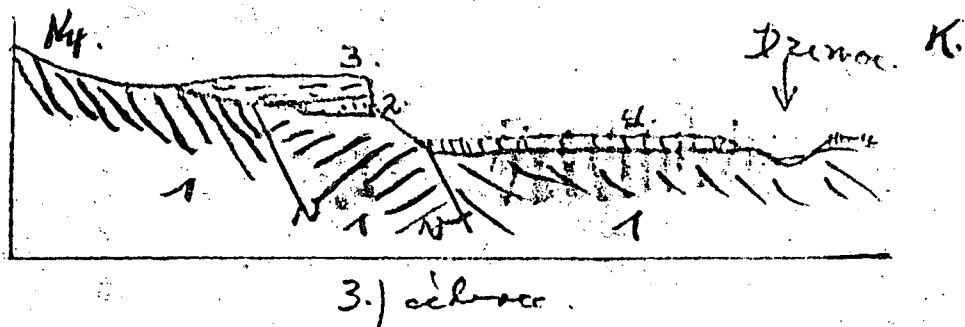
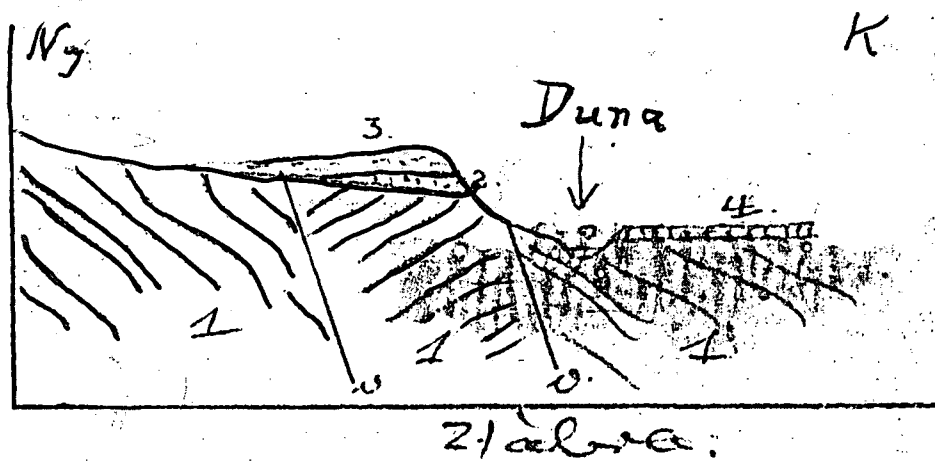
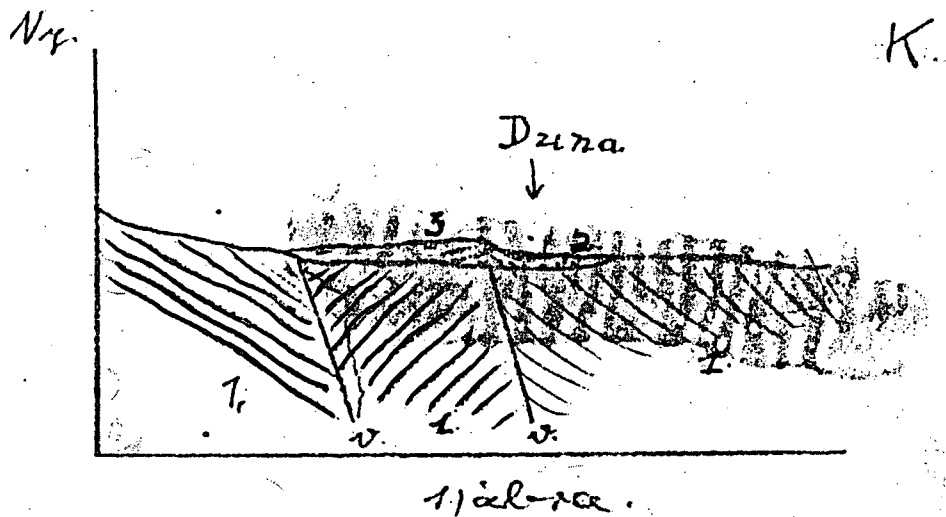
1. Kiscellian Clay, 2. gravelly, argillaceous Pleistocene sand, 3. travertine (freshwater limestone), 4. Holocene plain, v=fault

10c. A Duna helyzete az újholocénben

1. kiscelli agyag, 2. pleisztocén kavicsos, agyagos homok, 3. travertino (édesvízi mészkő), 4. óholocén terasz, v=vetődés

10c. Situation of the river Danube during Late Holocene time

1. Kiscellian Clay, 2. gravelly, argillaceous Pleistocene sand, 3. travertine (freshwater limestone), 4. Late Holocene terrace, v=fault



két megbízótól és megbízottól származóan. VENDL A. szakvéleményt írt „A Bécsi úti 88—92 bérházcsoporthoz mögötti csuszamlás oka és geológiai vélemény további csúszások megakadályozására vonatkozólag” címmel, Budapest Székesfőváros Tanácsa megrendelésére (B. III. 10.). VITÁLIS S. az Egyesült Téglá- és Cementgyár Rt. megbízásából „Szakvélemény a Bécsi út 88—92 sz. Budapest Székesfőváros tulajdonát képező házcsoporthoz mögötti csuszamlásról” készítette jelentését (B. III. 11.), az előzővel egyezően, 1929-ben. Mindkét tanulmány tárgya a Bécsi úti téglagyár megbolygatott — előzőleg konszolidálódott — rézsűjének csuszamlása, illetve állékonyságának biztosítása. Ezzel kapcsolatban VENDL A. szakvéleményéből mutatunk be néhány értelmező földtani szelvényt (10. ábra).

Az Országos Földtani Adattár jelentésgyűjteménye — munkatársai minden ez irányú törekvése ellenére — sem teljes, de az idősakra vonatkozó jelentésgyűjtés — elsősorban VITÁLIS I. és VITÁLIS S. körütekintő gyűjtése és gyűjteményüknek a MÁFI Országos Földtani Adattárának való nagyvonalú átengedése folytán a tárgyidőszak földtani kutatási tevékenységének jó áttekintését vagy annak lehetőségét nyújtja az érdeklődőknek.

Az Adattár dokumentumállománya — hasonlóan a bármiféle szakirodalom századunkbeli „termelési” trendjéhez — az idősakban növekedett, s ez azt jelenti, hogy az adattári állományból is csupán válogatni tudunk e cikk keretei között. — Reméljük, hogy ez a válogatás jól mutatja az idősakra esően a magáncégek (pl. SKBRT), illetve az állam (pl. MÁK) erőteljesen fellendülő kutatási tevékenységét.

Végezetül — minthogy az Országos Földtani Adattár mind nagyobb teljessége a geológus szakmai közönség első rendű érdeke — jónak látszana, ha akár a vállalatok, intézmények, akár magánszemélyek a birtokukban levő dokumentumokat az Országos Földtani Adattár részére átengednék. Ezen a helyen megfelelően megbecsült őrzésben és feladatokból következően általános hozzáférhetőségben tartanánk azokat.

Köszönettel tartozom VITÁLIS Gy. fősztályvezetőnek a cikksorozat folytatásának átengedéséért és az elkészítésben való szakmai segítségéért. Köszönöm a Dokumentációs fősztály és az Adattár munkatársainak a jelen közlemény technikai kivitelében nyújtott odaadó segítségét.

IRODALOM – REFERENCES

- BÖHM F. 1939: Ásványolaj és földgáz Magyarországon 1935-ig. — Bány. Koh. Lapok 72. (9): 153—189.
- DZSIDA J. 1944: A Salgótarjáni Kőszénbánya Rt. Nógrádi szénbányászatának története 1868—1943-ig. — Kiadja a Salgótarjáni Kőszénbánya Rt. bányagazgatósága, Salgótarján.
- ERDÉLYI G.-NÉ (szerk.) 1989: Az Országos Földtani Adattár tevékenysége és szolgáltatásai. — MÁFI Alkalmi Kiadványa, Budapest.
- FÜLÖP J.—TASNÁDI KUBACSKA A. (szerk.): 1969: 100 éves a Magyar Állami Földtani Intézet. — Budapest.
- JILINSKÝ J. 1931: Die Pécsér Steinkohlenbergwerke der Ersten Donau-Dampfschiffahrts-Gesellschaft 1852—1931. — Universitäts-Buchdruckerei „Dunántúl”, Pécs.
- PÁLFY M. 1929: Magyarország arany-ezüst bányáinak geológiai viszonyai és termelési adatai. — M. Kir. FI Gyakorlati Füzetek, Stádium Sajtóvállalat Részvénytársaság, Budapest.

- RADÓCZ Gy. 1985: The history of the discovery and mining of Neogene coal deposits in Hungary. — Neogene mineral resources in the Carpathian Basin, Historical studies on their utilization. — VIIIth RCMNS Congress-Hungary. Hungarian Geological Survey, Budapest, 215–257.
- VITÁLIS Gy. (szerk.) 1983: Az Országos Földtani Adattár tevékenysége és szolgáltatásai (Vezető a Magyar Állami Földtani Intézet Adattárában). — Földt. Int. Adattár T.: 12 260. Kézirat.
- 1988: Az Országos Földtani Adattár tudománytörténeti értékű kéziratok területi jelentései. 1839–1899. — Földt. Int. Évi Jel. 1986-ról: 613–626.
 - 1989: Az Országos Földtani Adattár tudománytörténeti értékű kéziratok területi jelentései. 1900–1909. — Földt. Int. Évi Jel. 1987-ről: 487–504.
 - 1990: Az Országos Földtani Adattár tudománytörténeti értékű kéziratok területi jelentései. 1909–1919. — Földt. Int. Évi Jel. 1988-ról: 407–423.
- VITÁLIS I. 1939: Magyarország szénelőfordulásai. — Röttig-Romwalter Nyomda Rt. kiadása, Sopron.

MANUSCRIPT REPORTS OF SCIENCE-HISTORICAL VALUE
IN THE NATIONAL GEOLOGICAL DATABASE
1920–1929

by

I. SZENTIRMAI

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC: 55(091)(439)(047)

Key-words: progress report, history, National Geological Database

This paper represents a systematic continuation of research carried out in the Database Unit and already dealt with formerly in three publications (Gy. VITÁLIS 1988, 1989, 1990). The aim of this paper is to highlight manuscript reports of science historical value made between 1920 and 1929 and at present stored in the National Geological Database operating within the framework of the Documentation Department in the Hungarian Geological Institute, and to make use of them to give an insight into the rather intensive research done during the period concerned.

As a result of the conclusion of peace after World War One, the historical Hungary lost two-thirds of its original territory, including a considerable part of its hydrocarbon resources and economic mineral deposits.

Obviously, it was necessary to make a new assessment of the essential mineral resources in the decreased area, therefore comprehensive reports were made on the existing and prospective deposits of various mineral and fuel resources in regard to each region and the whole territory of the country alike.

Due to the imperative need, a new economic basis had to be created for the industrial utilization of known and lately explored minerals. The economic need also resulted in an upswing of research in the remaining coal areas of the country. The same holds true for the research of areas that were prospective for precious-metalliferous ores, sulphide ores and other metallic minerals (iron, manganese).

For want of raw materials, it was also of great importance to have a better knowledge of our nonmetallic mineral deposits and to discover new ones.

As a result of the progress, the Hungarian geology that had originally been rooted, first of all, in mining also conquered new fields of activity like agrogeology and construction geology.

A great number of studies on the above-listed topics prepared during the period concerned are stored in the Database. Most of them are derived from the Vitális Collection. These studies are essentially attesting to the fact that the results of practical research (in our case, geology), naturally enough, should be of use both for the national economy and science.

FÖLDTANI SZAKIRODALOM-FELDOLGOZÁS ÉS TÉMAFIGYELÉS AZ ORSZÁGOS FÖLDTANI ADATTÁRBAN

ERDÉLYI GÁBORNÉ

M. Áll. Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

ETO: 061.68:55(439)

T á r g y s z a v a k : szakirodalom, dokumentáció, adatbázis, nemzetközi együttműködés

Az Országos Földtani Adattár tevékenységének új eleme a szakirodalmi témafigyelési szolgáltatás. Ennek keretében jelenleg a következő adatbázisok érhetők el: Pascal—Geode, Geoline, Geologija.

Ugyanezen adatbázisok részére történik a magyar földtani szakirodalom folyamatos feldolgozása, azzal a céllal, hogy a hazai kutatások eredményei közvetítésükkel minél szélesebb körben ismertté válhassanak.

A témafigyelés és az irodalomfeldolgozás terén egyaránt jelentős többletmunkát okoz az ismertetett három rendszerrel kialakított közvetlen kapcsolat. Feldolgozási rendszerük és témafigyelési eredményeik elemzése azonban azt igazolta, hogy a szolgáltatások (a jelentős átfedések ellenére) csak kiegészítik, de nem helyettesítik egymást.

Az Országos Földtani Adattár tevékenységének új eleme a földtani szakirodalom feldolgozása és az ennek alapján történő témafigyelési szolgáltatás.

A hasonló szolgáltatásokat igénybe vevő szakemberek előtt ismert tény, hogy egyre több adatbázis érhető el a már hagyományosnak tekinthető témafigyelés vagy online kapcsolat útján, de ezek egyike sem teljes, sem a magyar irodalom, sem a világirodalom feldolgozása szempontjából. Ugyanakkor kettős követelménynek kell eleget tennünk: biztosítanunk kell, hogy a magyar földtani irodalom belekerüljön a világ tudományos információáramlatába, s a hazai kutatók számára is biztosítanunk kell a külföldi szakirodalomhoz való minél teljesebb hozzáférést. E feltételeknek jelenleg csak úgy felelhetünk meg, ha több rendszerrel építünk ki és tartunk fenn rendszeres munkakapcsolatot.

A Magyar Állami Földtani Intézetnek jelenleg három „élő” kapcsolata van e téren: A BRGM Pascal—Geode, a BGR Geoline és a VINITI (Geoinformon keresztül elérhető) Geologija adatbázisa. A korábban különböző szervezeti egységek feladatkörébe tartozó irodalomfeldolgozást, valamint a témafigyelést az 1989. évtől kezdődően koordináltan az Országos Földtani Adattár munkatársai végzik.

A PASCAL—GEODE adatbázis

A Pascal—Geode a BRGM (Bureau de Recherches Géologique et Minières, Orléans, Franciaország) és a CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique, Párizs, Franciaország) által közreadott, az 1958. év óta megjelenő Bulletin Signalétique — Sciences de la Terre c. referáló folyóiratának számítógépes változata.

A Pascal—Geode a világ földtani irodalmát dolgozza fel, a francia és az amerikai (USA-beli) irodalmat teljes egészében, a külföldi szakirodalmat szelektálva, de a BRGM felmérése szerint, annak mintegy 80%-át átfogóan.

A tartalmi feltárás a fő témakörökön belül tárgyszavazással történik. A referátumok megadása csak bizonyos kiemelt témák esetén kötelező (pl. új fajleírások, új vizsgálati módszerek stb.).

Az adatbázis kétnyelvű: francia és angol. A bibliográfiai tétel felépítését az 1. ábra szemlélteti. Az adatbázis lekérdezése bármely adatmező tartalma szerint történhet, de első sorban a deskriptorokra (tárgyszavakra) alapozott.

```

EG03      05/01/89                      2.OLDAL

A09FRE:DER ANSCHNITT, BEIHEFT 2, VEROFF. DTSCH.
      BERGBAU-MUS. BOCHUM, NR. 30
A11:GLEITSMANN (P. -J.) * A14010000
A14:UNIV. HAMBURG, INST. SOZIAL-WIRTSCHAFTSGESCH. * D-2000
      HAMBURG 13 * DEU * A11011000
A20:24-39 * 1
A21:1984
A23:GER
A45:132 PEF.
A47:88-0238217
A66:DEU
A69FRE:INFLUENCE DE L'INDUSTRIE MINIERE SUR LE
      DEVELOPPEMENT DE LA FORET EN EUROPE CENTRALE. STAT ET
      THEMES DE RECHERCHE
C02:221A01
C03ENG:FACTOR ANALYSIS * HISTORY * FORESTS * EXTENSION *
      MINE DEVELOPMENT * ENDOGENE PROCESSES * EXOGENE
      PROCESSES
C03FRE:ANALYSE FACTORIELLE * HISTORIQUE * FORET *
      EXTENSION * DEVELOPPEMENT MINE * PROCESSUS ENDOGENE *
      PROCESSUS EXOGENE
C06:ILS
  
```

1. ábra. A bibliográfiai rekord felépítése a PASCAL—GEODE adatbázisban

Fig. 1. Structure of the bibliographical record in data base PASCAL—GEODE

A Pascal—Geode adatbázis Magyarországon történő felhasználására a MÁFI és a BRGM között az 1981. évben kötött megállapodás teremtette meg a lehetőséget.

A megállapodás értelmében a francia fél havi rendszerességgel mágnesszalagon küldi meg a MÁFI részére az adatbázis gyarapodását. A mágnesszalagok feldolgozása jelenleg az OMIKK számítóközpontjában történik. Az első időszakban a felhasználás a MÁFI munkatársaira korlátozódott. Ez a korlátozás azonban az 1985. évben megszűnt, így a szolgáltatást bármely hazai intézmény, illetve kutató igénybe veheti.

A GEOLINE adatbázis

A GEOLINE adatbázis a BGR (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, NSZK) földtudományi szakirodalmi adatbázisa. Mintegy félmillió rekordot tartalmaz az 1970. évtől napjainkig. Nyomtatott változata nincs.

A német nyelvterület irodalmát gyakorlatilag teljesen, a külföldi szakirodalmat szelektálva dolgozza fel. A Pascal—Geode-dal részleges adatcserét folytat.

A tartalmi feltárás a Pascal—Geode-hoz hasonlóan témakörökbe sorolással és tárgyszavazással történik. A referátumok csak meghatározott témák esetén kötelezőek.

Az adatbázis német nyelvű. A bibliográfiai tétel felépítését a 2. ábra szemlélteti. Az adatbázis lekérdezése bármely adatmező szerint történhet.

A BGR a fennálló együttműködés keretében jelenleg évente 15 téma rendszeres figyélését és 5 ún. retrospektív irodalomkutatást biztosít számunkra, ez utóbbit a teljes adatbázis anyagából.

Az együttműködést a továbbiakban magyar részről a BGR számára nehezen elérhető közép- és kelet-európai irodalom feldolgozásával bővítjük, s ennek megfelelően növelhetjük majd a hazai kutatók számára biztosított szolgáltatásokat is.

| | |
|--|--|
| Titel der Veröffentlichung | Problembereich Boden |
| Autoren | Kuntze, H. |
| Autorenadresse | Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung,
D-3000 Hannover, DEU |
| Quelle | Konfliktfeld "Moderne Pflanzenproduktion",
Frankfurt/Main: D.L.G. Verlag (DEU) |
| Erscheinungsjahr, Bandzählung, Beigaben | 1984, S. 7 – 13, 4 Abb. |
| Sprache | Deutsch |
| Standort in Bibliotheken | HV 112: 1984 K 199 |
| Zuordnung des Titels zu einem Sachgebiet | Umweltgeologie |
| Thematische Schlagwörter | Umweltgeologie, Boden, Verunreinigung, Boden-Erosion,
Verdichtung, Boden-Gefüge, Nährstoff, N, Düngemittel,
Schadstoff, Schwer-Metall, Infiltration, Grundwasser,
Atmosphäre, Wald, vorbeugende Maßnahme, CA, Düngung |
| Geographische Schlagwörter | Niedersachsen |

2. ábra. A bibliográfiai rekord felépítése a GEOLINE adatbázisban

Fig. 2. Structure of the bibliographical record in data base GEOLINE

A GEOLOGIJA adatbázis

A Geologija a VINITI (Össz-szövetségi Tudományos és Műszaki Információs Intézet, Moszkva, Szovjetunió) számítógépes földtani adatbázisa. Alapja a Referativnűj Zszurnal 1954 óta megjelenő Geologija c. kötete, amely az 1985. év óta számítógépes szolgáltatásként is elérhető.

A Referatívnyj Zsurnal, és így az adatbázis is, a világ földtani irodalmát dolgozza fel — a szovjet irodalmat gyakorlatilag teljes mértékben, a külföldi szakirodalmat pedig különböző szempontok szerinti válogatással.

A tartalmi feltárás a fő témakörökön belül az ETO (Egyetemes Tizedes Osztályozás) szerinti szakozással és referátumok segítségével történik. A referátumok általában bővebbek az adatbázisokban szokásos referátumoknál. Tárgyszavakat nem alkalmaznak.

Az adatbázis eredeti nyelven tartalmazza a szerző(k) nevét, a cikk címét és a folyóirat megnevezését. Orosz nyelven a címfordítást, a kötelező referátumot és a bibliográfiai adatok egy részét.

A bibliográfiai tétel felépítését a 3. ábra szemlélteti.

| | | |
|--|---------------------|---|
| N 881000662 | ВИНИТИ N РЖ 88.1065 | 1 |
| УДК 551.782-552.313.8 : 550.93 (439.1) | | |
| 38.29.15; 383.29.15.17; 011000006; СТАТЬЯ | | |
| ВЕНГРИЯ, SZEKENE, FUX VILMA, PECSKAY, ZOLTAN, BALOGH, KADOSA | | |
| СОСТ. В. Е. ЗАБРОДИН | | |
| КАЛИЯ-АРГОНОВАЯ РАДИОХРОНОЛОГИЯ ВСКРЫТЫХ СКВАЖИНАМИ МИОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНИТОВ СЕВЕРНОЙ И СРЕДНЕЙ ЧАСТИ ОБЛАСТИ ТИСАНТУЛЬ-ВЕНГРИЯ. ESZAKI ES KOZEP-TISZANTUL FEDETT MIOCEN VULKANITJAI ES K/AR RADIOMETRIKUS KRONOLOGIAJUK; "FOLDT. KOZL.", 1987, 117, ВИНИТИ, # 3, 223-235, СТРАТИГРАФИЯ; ПАЛЕОНТОЛОГИЯ (ВЫП. СВ. ТОМА), (ВЕН) | | |
| ИССЛЕДОВАНЫ ВУЛКАНИТЫ Р-НОВ НЬИРШЕГ, ТИСАХАТ И ПЛОЩАДИ РАЗВИТИЯ ФЛИШЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЯ В СРЕДНЕЙ ЧАСТИ ОБЛАСТИ. АНДЕЗИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ Р-НА НЬИРШЕГ НАЧАЛСЯ В БАДЕНЕ, ДОСТИГ МАКСИМУМА В САРМАТЕ И ЗАВЕРШИЛСЯ В РАННЕМ ПАННОНЕ. КИСЛЫЕ ВУЛКАНИТЫ Р-НОВ НЬИРШЕГ И ТИСАХАТ ОТНОСЯТСЯ К БАДЕНСКОМУ И САРМАТСКОМУ ЯРУСАМ, ИХ ИЗЛИЯНИЯ ЗАВЕРШИЛИСЬ НА РУБЕЖЕ САРМАТСКОГО И ПАННОНСКОГО ВЕКОВ. ВО ФЛИШЕВОЙ ЗОНЕ КИСЛЫЙ ВУЛКАНИЗМ НАЧАЛСЯ В ОТНАНГИИ И ДОСТИГ МАКСИМУМА В БАДЕНЕ, А АНДЕЗИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ НАБЛЮДАЕТСЯ С КАРПАТСКОГО ВЕКА ПО САРМАТ; ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ МИОЦЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА РЕГИОНА НЕ МЕНЕЕ 8 МЛН ЛЕТ. ПРИВЕДЕН О 57 ДАТИРОВОК ВУЛКАНИТОВ ОТ 18,34 М+—0,47 ДО 9,94 М+—0,5 МЛН ЛЕТ. 1 ИЛ., 3 ТАБЛ. БИБЛ. 14 | | |
| 881000662 | | |

3. ábra. A bibliográfiai rekord felépítése a GEOLOGIA adatbázisban

Fig. 3. Structure of the bibliographical record in data base GEOLOGIA

Az adatbázis lekérdezése a cím és a referátum elemzésével történik, az e célra kialakított tárgyszólista segítségével.

A szolgáltatás jelenleg a MÁFI—VIEMSZ (Össz-szövetségi Ásványi Nyersanyaggyártási Intézet, Moszkva, Szovjetunió) közötti együttműködés Geoinform témája keretében érhető el. A megállapodás értelmében évente 100 téma figyelését biztosíthatjuk az adatbázisból a hazai kutatók számára.

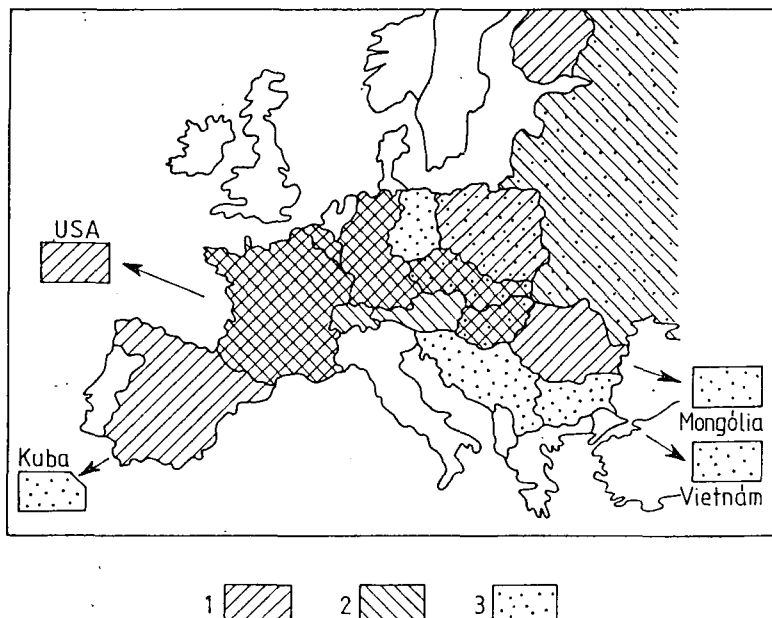
Az ismertetett három adatbázis tartalmi átfedése a felméréseink szerint 50–70%-os. A különböző adatbázisokban végzett témafigyelések eredményei tehát jelentősen kiegészítik egymást. Emellett, mivel az adatbázisok természetes nyelve is eltérő (angol–francia, német, illetve orosz), együttes szolgáltatásaik szélesebb körben válnak felhasználhatóvá.

A magyar irodalom megjelenését elemezve, az egyes adatbázisokban hasonló eredményt kapunk. Egyrészt a hazai folyóiratok jelentős részét mindhárom adatbázis feldolgozza, másrészt, a folyóiratok egy része, az eseti kiadványok döntő többsége egyik adatbázisban sem szerepel.

Ha az a célunk, hogy a hazai kutatások eredményeit ismertté és hozzáférhetővé tegyük a világ tudományos közvéleménye számára, akkor jelenleg nem kerülhetjük el a többszörös feldolgozás okozta, talán feleslegesnek tűnő munkát.

Ezt a már említett okokon túlmenően az is indokolja, hogy az egyes adatbázisok — bár gyakorlatilag az egész világon elérhető szolgáltatásaik — mégis meghatározott földrajzi és nyelvi területre orientáltak. Ennek következtében alakult ki a jelenlegi együttműködési hálózat, amelyben egyes országok két, néha három rendszer munkájában is részt vesznek, másrészt, a rendszerek egyikébe sem tartozó országok irodalmát is több rendszer feldolgozza.

Az egyes országok részvételét az ismertetett rendszerekben a 4. ábra szemlélteti.



4. ábra. A PASCAL—GEODE (1), a GEOLINE (2) és a GEOLOGIJA (3) együttműködésben részt vevő országok

Fig. 4. Countries of PASCAL—GEODE (1), GEOLINE (2) and GEOLOGIJA (3) co-operation

A megoldás — a későbbiekben — a rendszerek közötti együttműködésben rejlik. Erre bármely fél részéről hajlandóság mutatkozik. Az együttműködés mikéntjére vonatkozó elképzelések azonban alapvetően különböznek. E téren tehát feladatunk az együttműködés megvalósulásának elősegítése, mivel ez számunkra is jelentős megtakarítást jelenthetne, elsősorban a munka feldolgozása terén.

Az Országos Földtani Adattár keretében végzett témafigyelési szolgáltatás mellett meg kell említeni, hogy 1988. évtől kezdődően az Intézet Nyersanyag-értékelő és számítástechnikai önálló osztálya online irodalomkutatást is végez.

A témafigyelés és az online szolgáltatás véleményünk szerint a továbbiakban is csak kiegészíti, de nem helyettesíti egymást.

PROCESSING OF GEOLOGICAL LITERATURE AND SUBJECT MONITORING IN THE NATIONAL GEOLOGICAL DATA BASE

by

E. ERDÉLYI

Hungarian Geological Institute
Budapest, Stefánia út 14.
H-1143

UDC: 061.68:55(439)

Key - words : literature, documentation, data bases, international cooperation

The subject monitoring service of literature monitoring represents a latest contribution of the National Geological Data Base, making now the following data bases available: Pascal—Geode, Geoline, Geologija. The study of processing system of the data bases mentioned above and of the result of the application of subject monitoring has proved the fact that these services (despite a remarkable overlapping) can supplement but not replace one another.